F1329

STUDII ȘI CERCETĂRI
DE
GEOLOGIE
GEOFIZICĂ
GEOGRAFIE

SERIA

GEOLOGIE

1

TOMUL 14
1969

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

COMITETUL DE REDACȚIE

Redactor responsabil:

ACADEMICIAN AL. CODARCEA

Redactor responsabil adjunct:

ACADEMICIAN N. PETRULIAN

Membri:

ACADEMICIAN G. MURGEANU; ACADEMICIAN M. G. FILIPESCU; V. IANOVICI, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România;
D. GIUȘCĂ, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România;

Secretar de redacție:

P. ȘOIGAN

Prețul unui abonament este de 100 de lei.

În țară abonamentele se fac la oficiile poștale, agențiile poștale, factorii și difuzorii din întreprinderi și instituții.

Orice comandă din străinătate (numere izolate sau abonamente) se fac la CARTIMEX, Căsuța poștală 134—135 București, Republica Socialistă România sau prin reprezentanții săi din străinătate.

Manuscrisele, cărțile și revistele pentru schimb, precum și orice corespondență, se vor trimite pe adresa comitetului de redacție al revistei „Studii și cercetări de geologie, geofizică, geografie — Seria geologie".

„La revue « Studii și cercetări de geologie, geofizică și geografie, Seria de geologie » paraît 2 fois par an.

Le prix d'un abonnement annuel est de $ 6.—F. F. 29, DM 24,—

Toute commande à l'étranger sera adressée à CARTIMEX, Boîte postale 134—135 Bucarest, Roumanie ou à ses représentans à l'étranger".

En Roumanie, vous pourrez vous abonner par les bureaux de poste au chez votre facteur.

ADRESA REDACȚIEI:
CALEA VICTORIEI NR. 125,
BUCUREȘTI

APARE DE DOUĂ ORI PE AN

STUDII ŞI CERCETĂRI
DE
GEOLOGIE
GEOFIZICĂ
GEOGRAFIE
SERIA
GEOLOGIE

TOMUL 14 1969 NR. 1

SUMAR

STUDII Pag

V. IANOVICI, AL. DIMITRIU şi ANCA ANDĂR, Parametrii geochimici ai minereurilor din România. II. Corelaţia şi regresia dintre elementele chimice principale în minereurile de mangan 3

MARCELA DESSILA-CODARCEA şi VIOLETA ILIESCU, Asupra vîrstei metaflişului intracarpatic 13

ION RĂDULESCU, Cristalinul Bistriţei. Stratigrafia şi structura masivului cristalin din partea de nord a Carpaţilor Orientali 21

V. IANOVICI, D. ZORILESCU şi AL. DIMITRIU, Repartiţia lognormală în geologie 41

SILVIA MÎNZATU, ELENA COLIOS şi CONSTANŢA UDRESCU, Granodioritele contaminate de la Ascuţita Mare (Masivul Poiana Ruscă) 63

VASILE BÎRLEA, Ignimbritele de la Oraşu Nou (jud. Satu Mare) 83

I. BERBELEAC şi OLGA IONESCU, Mineralizaţia cu arsen de pe pîrîul Preluica (Rîul Mic) — sudul Munţilor Bihorului 97

JEANA IONESCU şi GR. POP, Aspecte sedimentologice şi de diageneză în unele roci carbonatice mezozoice de la Baru Mare (Haţeg) 107

OCTAVIAN ANTON, Fenomene de alterare în andezitele de la Cavnic 123

ŞERBAN VLAD, Contribuţii la cunoaşterea skarnelor de la Dognecea (Banat) 133

C. DRĂGHICI, OLGA DRĂGHICI şi A. SCHUSTER, Caracterele petrografice şi mineralogice ale zăcămintelor de grafit din bazinul Olteţului (Carpaţii Meridionali) 141

V. DRAGOŞ, Contribuţii la cunoaşterea genezei evaporitelor din Bazinul Transilvaniei 163

J. GHERMAN şi M. SOLCANU, Tectonica şisturilor negre dintre valea Bicazului şi valea Braţeşului 181

GERTRUDA RADO, Grupe noi de organisme în fauna tortoniană de la Buituri (Amfienure şi peşti) 189

DENISA LUPU, Fauna de rudişti senonieni de la Remeţi (Apusenii de nord) . 205

AURELIA BĂRBULESCU, Briozoarele neojurasice de la Topala (Dobrogea centrală) 225

St. şi cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 14, nr. 1, p. 1–290, Bucureşti, 1969

Pag.

CAMELIA TOMESCU, ŞTEFANA PANIN, FLORIANA GEORGESCU, G. MANTEA şi E. ANTONESCU, Contribuţii la stratigrafia depozitelor neocretacice din Munţii Apuseni de sud 239

GH. MĂRGĂRIT şi MARIA MĂRGĂRIT, Date noi cu privire la orizontarea eocenului din Valea Chioarului (Bazinul Transilvaniei) 253

ADINA VISARION, Asociaţia sporo-polinică a carboniferului superior din sinclinalul Dragosela — zona Sirinia (Banat) 261

A. DUŞA, Contribuţii la studiul faunistic al jurasicului superior de la Căpîlnaş — Căprioara 269

NOTE

MARCELA DESSILA-CODARCEA şi VIOLETA ILIESCU, Noi date microfloristice asupra vîrstei complexului calcaros al seriei de Sibişel 279

VIAŢA ŞTIINŢIFICĂ

Reuniunea ştiinţifică de la Queen's University din Kingston — Canada (Marcela Dessila-Codarcea) 283

Colocviul asupra eocenului (G. Bombiţă) 286

PARAMETRII GEOCHIMICI AI MINEREURILOR DIN ROMÂNIA

II. CORELAȚIA ȘI REGRESIA DINTRE ELEMENTELE CHIMICE PRINCIPALE ÎN MINEREURILE DE MANGAN

DE

V. IANOVICI,

MEMBRU CORESPONDENT AL ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA,

AL. DIMITRIU și ANCA ANDĂR

55(05)

Numeroasele date din literatura geologică cu privire la corelația dintre diferite caracteristici (componenți chimici sau proprietăți fizice) ale unor minerale, roci, minereuri, populații faunistice etc., obținute prin aplicarea analizei de corelație și regresie, demonstrează că cercetarea legăturilor corelative are o contribuție deosebit de importantă la soluționarea a variate probleme de clasificare, geneză, calculul rezervelor, dirijarea lucrărilor de explorare etc. (R. L. Miller și J. S. Kohn, 1962; I. P. Șarapov, 1962; B. A. Rodionov, 1964; W. C. Krumbein și F. A. Graybill, 1965).

Utilitatea analizei de corelație și regresie derivă din faptul că ajută la descoperirea aspectelor stabile, esențiale, legice ale legăturilor dintre două sau mai multe caracteristici ale oricărui obiect, prezentîndu-le într-un limbaj riguros și standard, matematic, asigurînd prin aceasta atît un grad de autenticitate mai ridicat al cunoașterii geologice, cît și posibilitatea de a se compara, sub aspectul legăturilor corelative, obiecte diferite.

În cazul cercetării legăturilor corelative dintre elementele chimice, utilizarea analizei de corelație și regresie permite descrierea asociațiilor de elemente chimice și caracterizarea completă și precisă a fiecărei asociații în parte, conducînd astfel la stabilirea — am putea spune — a expresiei matematice a paragenezelor chimice. În acest mod, statistica matematică contribuie la aprofundarea cunoașterii migrațiunilor elementelor chimice, a geochimiei lor și, în final, la o mai bună fundamen-

St. și cerc. de geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 14, nr. 1, p. 3–11, București, 1969

tare a genezei rocii sau minereului cercetat. Aceste aspecte au constituit mobilul studiului de faţă, dedicat cunoaşterii statistico-matematice a corelaţiei dintre componenţii chimici principali ($MnO-FeO$, $MnO-SiO_2$, $FeO-SiO_2$) din minereurile de mangan din România.

Rezultatele obţinute completează pe acelea privind caracterul distribuţiei statistice a componenţilor chimici, publicat în prima notă (V. Ianovici şi Al. Dimitriu, 1968); ele dau împreună cu datele geologice, petrografice şi mineralogice (V. Ianovici, 1956; M. Savul şi V. Ianovici, 1957; M. Savul şi V. Ianovici, 1958; Fl. Codarcea şi Venera Codarcea, 1963; C. Drăghici, 1964; L. Pavelescu, 1965; V. Ianovici şi colab., 1966; C. Drăghici şi colab., 1967; V. Ianovici şi colab., 1967) o imagine cuprinzătoare asupra geochimiei minereurilor de mangan din România.

★

Aspectele cantitative cercetate au fost următoarele: a) intensitatea corelaţiei; b) sensul corelaţiei şi c) forma corelaţiei (regresia). O prezentare detaliată a metodelor de analiză a corelaţiei şi regresiei se găseşte atît în unele publicaţii geologice din ţară (V. Ianovici şi Al. Dimitriu, 1966; V. Ianovici şi colab., 1966; Elena Fetcu şi colab., 1967), cît mai ales în literatura statistică matematică (R. L. Miller şi J. S. Kohn, 1962; I. P. Şarapov, 1962; N. Rancu şi Z. Tővissi, 1964; W. C. Krumbein şi F. A. Graybill, 1965; C. Ionescu şi colab., 1967).

a) *Intensitatea corelaţiei* a fost evaluată prin coeficientul de corelaţie r în cazurile în care variaţia conţinuturilor unui component (X) faţă de ale altui component (Y) se manifestă (statistic) în limitele proporţionalităţii (corelaţia liniară) şi prin raportul de corelaţie η, cînd variaţia se abate de la proporţionalitate (corelaţie neliniară sau curbilinie). Toţi aceşti indicatori pot să ia valori de la zero (lipsa corelaţiei) la 1 (corelaţia foarte puternică proprie dependenţei funcţionale).

Determinarea coeficienţilor de corelaţie, ca şi a rapoartelor de corelaţie, s-a făcut cu ajutorul metodei bazate pe constituirea tabelului de corelaţie în care sînt trecute frecvenţele condiţionate ale caracteristicilor şi valorile centrale ale intervalelor.

b) *Sensul corelaţiei* exprimă modul în care variază componentul X faţă de componentul Y, cu alte cuvinte dacă aceştia iau în acelaşi timp valori crescătoare sau descrescătoare (corelaţia directă) sau în timp ce unul creşte, celălalt descreşte (corelaţia inversă). În cazul corelaţiei liniare, sensul corelaţiei este exprimat prin semnul pozitiv, respectiv negativ al coeficientului r. În ceea ce priveşte raportul de corelaţie η, sensul corelaţiei se deduce din forma corelaţiei.

c) *Forma corelaţiei* a fost exprimată prin ecuaţii liniare de tipul $y = a + bx$ sau ecuaţii exponenţiale $y = bx^a$ (care prin logaritmare devin liniare) şi ecuaţii parabolice $y = a + b\,x + cx^2$.

Verificarea autenticităţii indicatorilor corelaţiei şi regresiei s-a efectuat prin următoarele criterii: coeficientul $r - |r| > 3\sigma_r$; raportul de corelaţie $\eta - \theta > 3$; liniaritatea regresiei $-\eta_{yx} = \eta_{xy} \in \{r - \Delta r,\ r + \Delta r\}$;

ecuația liniară — $|b| > 3S_b$; ecuația exponențială de regresie — criteriul Fisher; ecuația parabolică de regresie — $V > 3$.

În scopul obținerii de concluzii fundamentale asupra intensității și sensului corelației s-a ținut seama în calcule, de asemenea, de tipul de distribuție al caracteristicilor, utilizînd valorile logaritmice în baza zece în cazul caracteristicilor a căror distribuție este lognormală.

În afară de aceste aspecte, o atenție deosebită s-a acordat examinării graficelor de corelație, redate sub forma curbelor de egală frecvență, în vederea evidențierii caracterului omogen al minereurilor; prezența unui singur maxim al curbelor de egală frecvență este pusă în legătură cu omogenitatea obiectului cercetat, pe cînd prezența mai multor maxime, cu neomogenitatea. De asemenea au fost trasate curbele de regresie empirică obținute pe baza mediilor condiționate (linii subțiri), ca și cele teoretice, cu ajutorul ecuațiilor (linii groase).

Rezultatele obținute au fost grupate pe tipuri de minereu potrivit clasificării din literatură (V. Ianovici și colab., 1967): minereuri manganifere silicioase (tabelul nr. 1); minereuri predominant silicioase (tabelul nr. 2); minereuri silicioase slab ferifere (tabelul nr. 3); minereuri feromanganifere silicioase (tabelul nr. 4).

Examinarea rezultatelor conduce la o serie de concluzii, dintre care menționăm următoarele:

Minereul manganifer silicios de la Pîrnești prezintă corelație puternică între SiO_2 și MnO în condițiile absenței corelației MnO—FeO și FeO—SiO_2, ceea ce vine în sprijinul ipotezei precipitării biotice a minereului într-un mediu îmbogățit în Mn și Si în urma erupțiilor submarine de diabaze (V. C. Papiu, 1953); prezența mangano-melanelor de piroluzit în amestec cu silice vulcanogenă și a jaspurilor manganifere explică caracterul curbiliniu al corelației.

În grupa minereurilor predominant silicioase se remarcă între SiO_2 și MnO o corelație liniară inversă puternică, corespunzătoare participării ridicate a silicaților de mangan; corelația este cea mai puternică în cazul minereului de la Globu Rău, alcătuit în cea mai mare parte din silicați de mangan. Corelația slabă sau absentă, în majoritatea zăcămintelor, între FeO—SiO_2 și MnO—FeO, o punem în legătură cu ocurența fierului sub formă de oxizi și carbonați, minerale cu totul subordonate. Corelația liniară directă între MnO și FeO de la zăcămîntul Coșna poate fi rezultatul dezvoltării relativ importante a piroxmangitului și a granaților manganiferi (V. Ianovici și colab., 1966).

În ceea ce privește minereurile silicioase slab ferifere, corelația inversă puternică dintre SiO_2 și MnO reflectă îndeosebi prezența silicaților de Mn, iar corelația inversă dintre MnO și FeO denotă prezența carbonaților de Mn și de Fe; corelația slabă sau nulă (zăcămîntul Dadu) dintre FeO și SiO_2 dovedește participarea mai redusă a fierului în constituție silicaților, acesta fiind reprezentat prin carbonați și oxizi.

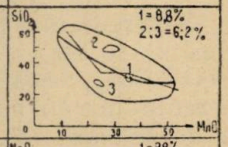
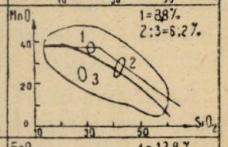
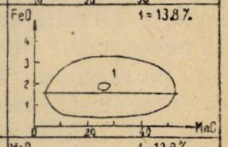
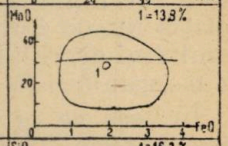
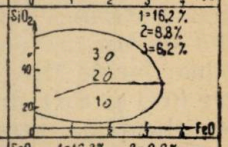
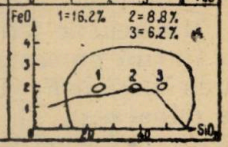
Minereurile feromanganifere silicioase se caracterizează prin corelația liniară puternică dintre SiO_2—MnO și FeO—SiO_2 datorită silicaților de Mn și de Fe (Răzoare) sau hidroxizilor de Mn și de Fe în masa argilelor (Moneasa). În cazul zăcămîntului Moneasa, corelația liniară directă dintre FeO și MnO reflectă participarea predominantă a limonitelor

manganifere, pe cînd corelaţia liniară inversă dintre FeO şi MnO (Răzoare) prezenţa însemnată a carbonaţilor.

Un aspect dificil de explicat pe baza cunoştinţelor mineralogice existente, întîlnit în cazul zăcămintelor Ciocăneşti şi Răzoare, îl constituie corelaţia liniară directă dintre SiO_2 şi FeO. Trebuie arătat că, în general, justeţea interpretării aspectelor cantitative ale corelaţiei se poate obţine numai pe baza unei cunoaşteri aprofundate a mineralogiei fiecărui zăcămînt în parte. Astfel, în cazul unui zăcămînt eterogen, reprezentat prin două sau mai multe zone distincte de mineralizaţie, parametrii obţinuţi asupra corelaţiei fără a ţine seama de o clasificare a datelor primare în funcţie de apartenenţa lor la aceste zone pot să conducă la concluzii false. O asemenea cercetare efectuată în paralel pentru zăcămîntul Dealul Rusului, pe baza prelucrării totalităţii datelor, pe de o parte, şi a subcolectivităţiilor separate prin metoda norului de

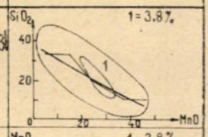
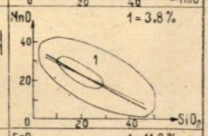
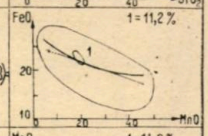
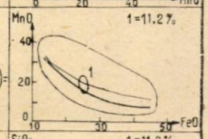
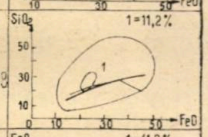
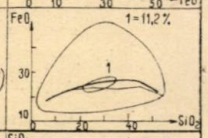
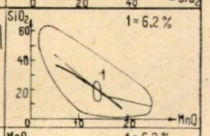
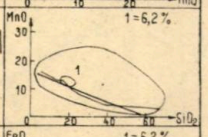
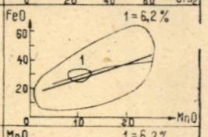
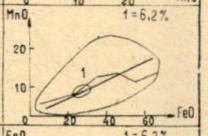
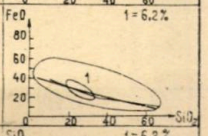
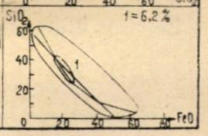
TABELUL Nr. 1

PARAMETRII CORELAŢIEI DINTRE PRINCIPALII COMPONENŢI CHIMICI DIN MINEREURILE MANGANIFERE SILICIOASE

ZĂCĂMÎNT	y - x	NATURA DISTRIBUŢIEI	INTENSITATEA ŞI SENSUL CORELAŢIEI: CORELAŢIE LINIARĂ $t \pm \Delta t$	CORELAŢIE LINIARĂ $3\sigma_t$	CORELAŢIE CURBILINIE η	CORELAŢIE CURBILINIE θ	FORMA CORELAŢIEI: ECUAŢIA DE REGRESIE	VERIFICAREA AUTENTICITĂŢII ECUAŢIEI	GRAFICUL DE CORELAŢIE
PRINCIPALII	SiO_2-MnO	d.n-d.n	$0{,}57 \pm 0{,}15$	0,13	0,69	5,80	$y = 73{,}76 - 1{,}91x + 0{,}02x^2$	V = 16,30	
	MnO-SiO_2	d.n-d.n			0,72	7,85	$y = 32{,}86 + 0{,}72x - 0{,}02x^2$	V = 17,62	
	FeO-MnO	d.n-d.n	$-0{,}02 \pm 0{,}25$	0,39	0,26	0,91	—	—	
	MnO-FeO	d.n-d.n			0,24	0,89	—	—	
	SiO_2-FeO	d.n-d.n	$0{,}09 \pm 0{,}26$	0,39	0,44	2,73	—	—	
	FeO-SiO_2	d.n-d.n			0,45	2,87	—	—	

T A B E L U L N r. 4

PARAMETRII CORELAȚIEI DINTRE PRINCIPALII COMPONENȚI CHIMICI DIN MINEREURILE FEROMANGANIFERE SILICIOASE

ZĂCĂMINT	y-x	NATURA DISTRIBUȚIEI	INTENSITATEA ȘI SENSUL CORELAȚIEI: CORELAȚIE LINIARĂ $r \pm \Delta r$	$3\sigma_r$	CORELAȚIE CURBILINIE η	θ	FORMA CORELAȚIEI: ECUAȚIA DE REGRESIE	VERIFICAREA AUTENTICITĂȚII ECUAȚIEI	GRAFICUL DE CORELAȚIE
RĂZOARE	SiO_2-MnO	d.n-d.n	$-0,67 \pm 0,08$	0,12	0,68	—	$y=-0,68x+36,02$	$\lvert b\rvert=\lvert-0,68\rvert$ $3S_b=0,12$	
	MnO-SiO_2	d.n-d.n			0,69	—	$y=-0,66x+35,84$	$\lvert b\rvert=\lvert-0,66\rvert$ $3S_b=0,12$	
	FeO-MnO	d.lgn-d.n	$-0,60 \pm 0,04$	0,12	0,63	—	$y=45,78x^{-0,2350}$	$\frac{S_2^2}{S_1^2}=2,20$ $F(0,975;7;198)=2,35$	
	MnO-FeO	d.n-d.lgn			0,60	—	$y=41,30x^{-1,02283}$	$\frac{S_2^2}{S_1^2}=0,03$ $F(0,975;7;198)=2,35$	
	SiO_2-FeO	d.n-d.lgn	$0,40 \pm 0,11$	0,18	0,46	—	$y=2,10x^{0,70603}$	$\frac{S_2^2}{S_1^2}=0,02$ $F(0,975;7;198)=2,35$	
	FeO-SiO_2	d.lgn-d.n			0,51	—	$y=11,81x^{0,22535}$	$\frac{S_2^2}{S_1^2}=1,00$ $F(0,975;7;197)=2,35$	
MONEASA	SiO_2-MnO	d.lgn-d.n	$-0,76 \pm 0,03$	0,06	0,78	—	$y=-2,14x+45,73$	$\lvert b\rvert=\lvert-2,14\rvert$ $3S_b=0,16$	
	MnO-SiO_2	d.n-d.lgn			0,77	—	$y=-0,27x+16,45$	$\lvert b\rvert=\lvert-0,27\rvert$ $3S_b=0,02$	
	FeO-MnO	d.n-d.n	$0,65 \pm 0,04$	0,06	0,68	—	$y=1,20x+16,45$	$b=1,20$ $3S_b=0,12$	
	MnO-FeO	d.n-d.n			0,68	—	$y=0,35x-0,12$	$b=0,35$ $3S_b=0,03$	
	FeO-SiO_2	d.n-d.lgn	$-0,80 \pm 0,03$	0,06	0,83	—	$y=-0,52x+41,08$	$\lvert b\rvert=\lvert-0,52\rvert$ $3S_b=0,02$	
	SiO_2-FeO	dlgn-d.n			0,79	—	$y=-1,22x+59,23$	$\lvert b\rvert=\lvert-1,22\rvert$ $3S_b=0,05$	

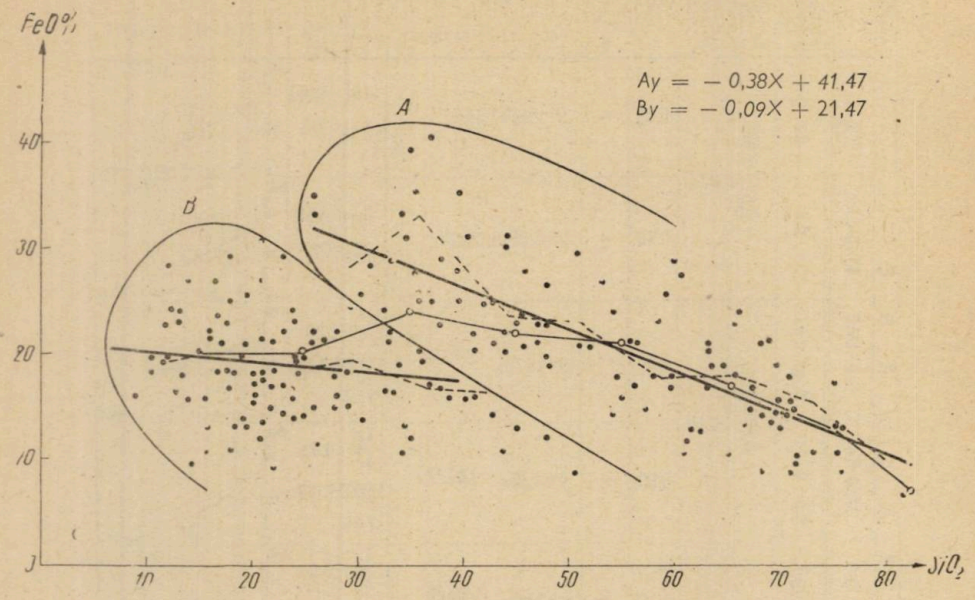


Fig. 1. — Regresia dintre FeO și SiO_2 în minereul de la Dealul Rusului în cazul separării subcolectivităților omogene A și B.

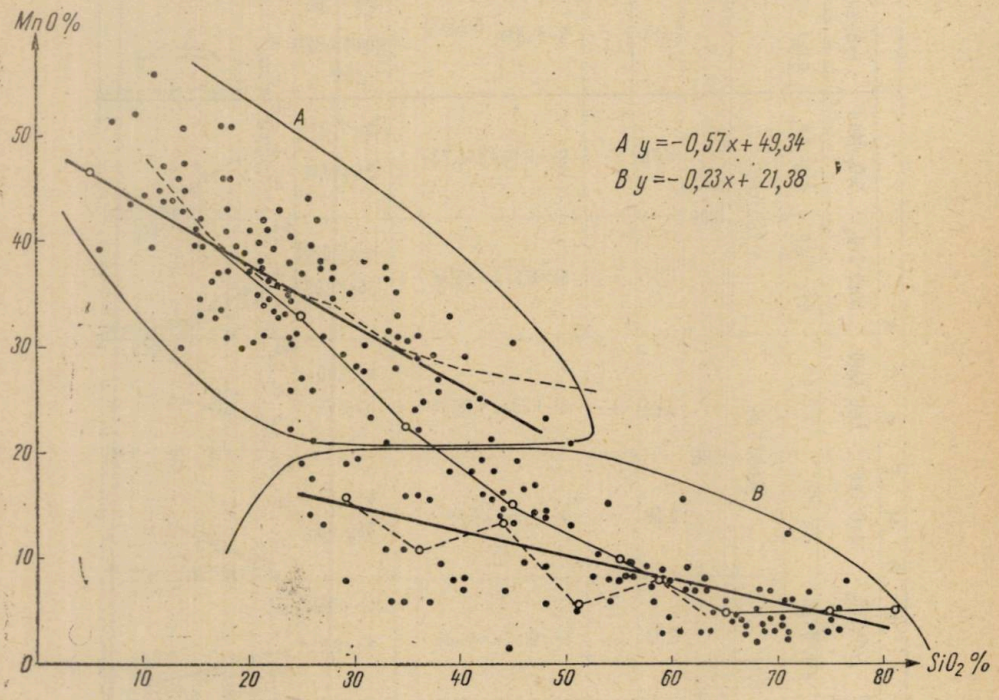


Fig. 2. — Regresia dintre MnO și SiO_2 în minereul de la Dealul Rusului în cazul separării subcolectivităților omogene A și B.

corelaţie (G. M a t h e r o n, 1962), pe de altă parte, a arătat că corelaţia curbilinie este rezultanta a două corelaţii parţiale liniare de acelaşi sens (fig. 1 şi 2) sau chiar de sens contrar (fig. 3). Determinarea parametrilor corelaţiei şi regresiei implică cu aceeaşi necesitate cercetarea omogenităţii obiectului studiat, ca şi stabilirea timpului de distribuţie a unei caracteristici (V. I a n o v i c i şi A l. D i m i t r i u, 1967).

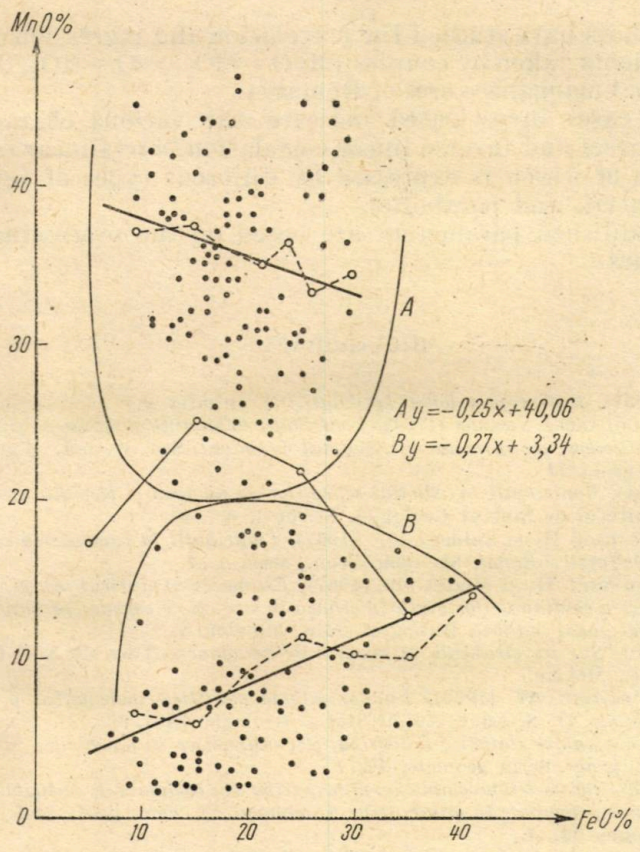


Fig. 3. — Regresia dintre MnO şi FeO în minereul de la Dealul Rusului în cazul separării subcolectivităţilor omogene A şi B.

În încheiere, atragem atenţia asupra unui aspect de interes metodologic, care vizează totodată gradul de acurateţe a rezultatelor obţinute. Metodele statistice, cunoscute şi aplicate de noi, permit evaluarea cu maximă verosimilitate a aspectelor cantitative ale corelaţiei numai în condiţiile că distribuţia fiecăreia dintre cele două caracteristici este normală sau lognormală. În cazul în care distribuţia se abate de la normalitate („distribuţii intermediare"), valoarea determinată asupra intensităţii corelaţiei este afectată de eroare (S. M. A l e ş i n, 1967).

GEOCHEMICAL PARAMETERS OF ROMANIAN ORES

II. CORRELATION AND REGRESSION OF THE MAIN CHEMICAL ELEMENTS IN MANGANESE ORES

ABSTRACT

The authors have studied the correlation and regression of the main chemical elements taken by couples ($MnO-SiO_2$, $FeO-SiO_2$, $MnO-FeO$) in the principal manganese ores of Romania.

The 36 cases investigated indicate the various character of the correlation (direct and inverse linear correlation, curvilinear correlation), the regression of which is expressed by different types of equations (linear, exponential, and parabolic).

The established parameters are based on the processing of 12,360 analysis values.

BIBLIOGRAFIE

ALEŞIN S. M. (1967), *K voprosu a lojnoi koreliaţii*, Gheohimiia, *4*.

CODARCEA FL. şi CODARCEA VENERA (1964), *Contribuţii la studiul mineralogic şi genetic al rocilor silicioase manganoase din Banatul de sud-est*, Soc. şt. nat. şi geogr., Comunicări geol., *II*.

DRĂGHICI C. (1964), *Contribuţii la studiul silicaţilor de mangan şi fier din munţii Sebeşului*, Comitetul de Stat al Geologiei, St. geol. ec., *6*.

DRĂGHICI C., HRISTESCU H. şi SBÎRCEA M. (1967), *Contribuţii la cunoaşterea zăcămîntului de la Delineşti—Banat*, St. tehn. econ., seria A, *7*.

FETCU ELENA, ZORILESCU D. şi MIRICĂ GH. (1967), *Estimarea cu ajutorul teoriei statisticii matematice a conţinuturilor medii în cenuşă în stratele de cărbuni pe baza înregistrărilor curbei gama natural*, Bul. geol. Min. Minelor, *2*.

IANOVICI V. (1956), *Sur les gisements de minerai de manganèse*, Trav. du XXe Congr. Intern. Géol., Mexico.

IANOVICI V. şi DIMITRIU AL. (1966), *Fundamentarea statistică matematică a concluziilor în geochimie*, D. S. Comitetul de Stat al Geologiei **LIII**, *3*.

— (1967), *Natura statistică a distribuţiilor asimetrice în geochimie*, St. cerc. geol., geof., geogr. Seria geologie, **12**, *1*.

— (1968), *Parametrii geochimici ai minereurilor din România. I. Distribuţia elementelor chimice principale în minereurile de mangan*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **13**, *1*.

IANOVICI V., DIMITRIU AL. şi IONESCU C. (1966), *Studiul geologic şi geochimic al zăcămintelor de mangan Dadu şi Coşna (Carpaţii Orientali)*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **11**, *1*.

IANOVICI V., DIMITRIU AL., CONSTANTINOF D., DRĂGHICI C. şi IONESCU C. (1967), *Les caractères distinctifs chimico-minéralogiques des minerais de manganèse de Roumanie*, Lucr. Asoc. carp. balc., Congr. VIII, Belgrad.

IONESCU C. şi colab. (1967), *Metode statistice de cercetare a corelaţiilor în economie*, Bibl. oeconomica, *2*, Edit. Academiei, Bucureşti.

KRUMBEIN W. C. a. GRAYBILL F. A. (1965), *An introduction to statistical models in geology* McGraw-Hill Book, Co., New York.

MATHERON G. (1962), *Traité de géostatistique appliquée*, I, Mém. Bureau de recherches géol. et min., *14*.

MILLER R.L. a. KOHN J. S. (1962), *Statistical analysis in geological sciences*, John Wiley & Sons, New York.

PAPIU V. C. (1953), *Cercetări geologice în masivul Drocea (Munţii Apuseni)*, Bul. Şt. Acad. R.P.R., Secţia şt. biol., arg., geol., geogr., **V**, *1*.

PAVELESCU L. (1965), *Cercetări geologice şi petrografice în Munţii Sebeş*, An. Com. geol. **XXVIII**

RANCU N. şi TÖVISSI Z. (1964), *Statistica matematică cu aplicaţii în producţie*, Edit. Acad. R. P. R., Bucureşti.

RODIONOV B. A. (1964), *Funkţii raspredeleniia soderjanii elementov i mineralov v izverjennih gornih porodah (Tezisi)*, Moscova.

ŞARAPOV I. P. (1962), *Primenenie matematiceskii v gheologhii*, Izd. Nedra, Moscova.

SAVUL M. şi IANOVICI V. (1957), *Chimismul şi originea rocilor cu mangan din cristalinul Bistriţei*, Bul. şt. Acad. R.P.R., **II**, *1*.

SAVUL M. şi IANOVICI V. (1958), *Chimismul şi originea rocilor cu mangan din Carpaţii Orientali şi Meridionali din R.P.R.*, St. cerc. geol., **III**, *1—2*.

Primit în redacţie la 20 septembrie, 1968

Institutul de geologie şi geografie
al Academiei Republicii Socialiste România
şi Comitetul de Stat al Geologiei, Bucureşti

ASUPRA VÎRSTEI METAFLIȘULUI INTRACARPATIC

DE

MARCELA DESSILA-CODARCEA și VIOLETA ILIESCU

55(05)

Cercetările geologice efectuate în masivul Gîrbova, în anul 1964, au avut ca rezultat punerea în evidență a unei formațiuni slab metamorfozate cu caracter ritmic, constituită din diferite tipuri de metagraywacke, șisturi blastodetritice și filite [1]. Această formațiune, transgresivă pe un fundament gnaisic vechi, a fost separată ca o serie de sinestătătoare, și anume „seria de Gîrbova". În cadrul acestei serii au fost deosebite trei orizonturi, începînd din bază spre partea superioară: 1) orizontul metagraywackelor; 2) orizontul șisturilor cuarțito-sericitice; 3) orizontul filitelor. Caractere specifice (constituția litologică, stratificația gradată la scară mare a materialului terigen, ritmurile binare reprezentate prin alternanța microsecvențelor grosiere slab sortate cu cele fine) au determinat considerarea seriei de Gîrbova drept un fliș vechi. Acest fliș s-ar încadra în categoria formațiunilor depuse în geosinclinal în timpul unei faze de deformație moderată [2].

Caractere litologice-petrografice identice prezintă de asemenea formațiunea blastodetritică, care ia parte la constituția reliefului îngropat de la Comănești (Marcela Dessila-Codarcea și colab., 1965). Mai spre nord, în împrejurimile comunei Tomești, au fost semnalate de asemenea depozite blastodetritice cu caractere asemănătoare. Datele existente în literatura geologică ne-au sugerat posibilitatea extinderii acestui fliș metamorfozat și în versantul nordic al masivului Făgăraș. În acest mod s-a conturat ideea unei ample dezvoltări a acestui vechi fliș metamorfozat în interiorul arcului carpatic. Această formațiune a fost denumită „metaflișul intracarpatic" (Marcela Dessila-Codarcea, 1965).

[1] Marcela Dessila-Codarcea, M. Borcoș, Adela Arghir-Drăgulescu, *Cercetări geologice în Masivul Gîrbova*, Raport Arh. Inst. geol. 1965.

[2] Marcela Dessila-Codarcea M. Borcoș, Adela Arghir-Drăgulescu, *Masivul cristalofilian al Gîrbovei (Munții Perșani)*, Ses. șt. Inst. geol., 1966 (sub tipar).

St. și cerc. de geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 14, nr. 1, p. 13—20, București, 1969

Încercarea de a se obţine o primă schemă a evoluţiei paleotectonice a terenurilor metamorfice din Carpaţii româneşti a determinat atribuirea metaflişului intracarpatic dorneanului, reprezentînd ultimul etaj structural al complexului cutat baicalian s.l. (Marcela Dessila-Codarcea, 1967). Această încadrare a fost bazată îndeosebi pe faptul că în formaţiunea blastodetritică din relieful îngropat de la Comăneşti fusese identificată o bogată asociaţie de spori, cu organizare morfologică foarte simplă din grupul *Leiosphaerideaelor* care sugerau atribuirea ei proterozoicului superior (Marcela Dessila-Codarcea şi colab., 1967).

Necesitatea stabilirii mai exacte a vîrstei metaflişului intracarpatic ne-a determinat să colectăm o serie de probe din masivul Gîrbova şi din versantul nordic al Munţilor Făgăraş. Analizele palinologice au fost efectuate în laboratorul de palinologie al Institutului geologic de Violeta Iliescu, obţinîndu-se rezultate pozitive.

MASIVUL GÎRBOVA

În masivul Gîrbova s-au colectat probe îndeosebi din şisturile satinate, sericitice sau negricioase, sericito-grafitice, aparţinînd orizontului şisturilor cuarţito-sericitice de pe: pîrîul Răşinarului (probele 9 şi 10), pîrîul Călău (12), Valea Largă — ultimul afloriment de la limita cu calcarele mezozoice (13), pîrîul Măgurei Negre (14) şi Pîrîul cu Arini (15). Filitele satinate cu intercalaţii subordonate compacte de pe pîrîul Mînăstirii, afluent stîng al Văii Largi, au furnizat de asemenea material pentru o probă (11).

Probele 9, 11 şi 14 au fost sterile. În proba 10 s-au identificat două forme din familia *Leiosphaeraceare: Protoleiosphaeridium conglutinatum* Tim. şi *Leioligotriletum minutissimum* (Naum.) Tim. Proba 12 s-a dovedit a avea un conţinut bogat în forme circulare, nedeterminabile, mineralizate, de diferite dimensiuni din aceeaşi familie. Asociaţia microfloristică obţinută în proba 13 este asemănătoare cu

Tabelul nr. 1

Tabel de distribuţie stratigrafică

(după datele lui S. N. Naumova şi B. V. Timofeev)

Nr. probei			Unităţi taxonomice	Precambrian	Cambrian			Ordovician
10	13	15			1	2	3	
×			*Protoleiosphaeridium conglutinatum* Tim.					
×			*Leioligotriletum minutissimum* (N) Tim.					
	×		*Stenozonoligotriletum sokolovi* Tim.					
		×	*Stenozonoligotriletum validum* Tim.					

aceea a probei 12; în plus s-a putut identifica *Stenozonoligotriletum sokolovi* Tim. Proba 15 conține o altă specie a genului *Stenozonoligotriletum*, și anume *validum* Tim. Proba 16 este caracterizată printr-un conținut bogat în forme circulare de dimensiuni diferite, mineralizate din familia *Leiosphaeraceae*, nedeterminabile.

Tabelul de distribuție stratigrafică a formelor identificate pînă în prezent în seria de Gîrbova aduce unele precizări în privința poziției sale stratigrafice. Astfel, *Protoleiosphaeridium conglutinatum* și *Stenozonoligotriletum sokolovi* au o răspîndire largă, începînd din precambrian pînă în ordovician. Se poate reține însă existența formei *Leioligotriletum minutissimum*, care nu depășește cambrianul inferior, și a formei *Stenozonoligotriletum validum*, care apare în partea terminală a precambrianului. Prezența acestor forme în cambrianul inferior și în ordovician nu poate produce confuzii, deoarece în prezent se cunoaște caracterul formațional și metamorfic al depozitelor cambrianului inferior și ordovicianului din Carpați, datate de asemenea pe criterii microfloristice; aceste depozite se diferențiază net de cele ale metaflișului intracarpatic, ele reprezentînd o formațiune inițială tipică de început de ciclu tectonic (caledonianul), peste care se așternpachete importante de cuarțite blastodetritice.

Din cele arătate mai sus reiese că prezența formei *Stenozonoligotriletum validum* dă indicații asupra amplasării seriei de Gîrbova la partea terminală a proterozoicului superior.

MASIVUL FĂGĂRAȘ

În versantul stîng al văii Porumbacului, pe drumul care conduce la cariera de marmură, se înșiruie o serie de aflorimente, care pun în evidență următoarele complexe de șisturi cristaline, caracteristice din punct de vedere litologic-petrografic: 1) complexul calcarelor; 2) complexul șisturilor grafitice; 3) complexul șisturilor amfibolice; 4) complexul șisturilor cuarțitice; 5) complexul metagraywackelor; 6) complexul filitelor.

Complexul calcarelor este constituit dintr-o alternanță de pachete, de dimensiuni de ordinul metrilor pînă la al decimetrilor, de calcare albe marmoreene, calcare cenușii blastodetritice, calcare mărunt cristalizate, calcșisturi cu muscovit și epidot, șisturi biotito-muscovitice microcristaloblastice, șisturi biotito-sericitice cu calcit, șisturi muscovitice. Acest pachet, eminamente calcaros, se așterne peste un pachet șistos, la construcția căruia participă: șisturi grafitice, cuarțite sericitice uneori ușor calcaroase, șisturi sericito-cloritice, șisturi biotito-muscovitice. Trebuie remarcată prezența turmalinei. Retrometamorfozarea ușoară a acestui pachet este pusă în evidență de cloritizarea biotitului.

Proba 44 a fost colectată din alternanța de filite cloritice, grafitice și calcșisturi, peste care se așterne pachetul important de marmuri. Analiza palinologică a pus în evidență predominanța *Leiosphaeraceae*-lor. În plus au mai fost identificate: *Trachyoligotriletum laminaritum* Tim., *Tr. nevelense* Tim., *Tr. planum* Tim., *Tr. obsoletum* (Naum.) Tim.

Complexul şisturilor grafitice este alcătuit din: şisturi muscovito-grafitice, şisturi cuarţo-albitice microcristaloblastice, şisturi grafitice sau conţinînd sericit şi clorit. Prezenţa granaţilor mici, uneori kilpoioblastici, adesea retrometamorfozaţi, este caracteristica acestui complex.

În proba 43, reprezentată prin şisturi grafitice, predomină *Leiosphalraceae*-le. Aceste forme, mai mult sau mai puţin mineralizate, alcătuiau fitoplanctonul mărilor precambriene.

Complexul şisturilor amfibolice este constituit din două tipuri principale de roci amfibolice: şisturi amfibolice uneori cu biotit şi titanomagnetit sau cu epidot şi şisturi clorito-amfibolice cu porfiroblaste poikiloblastice de albit. Menţionăm de asemenea prezenţa unor alternanţe rezultate prin metamorfozarea unui material vulcanic mai acid, reprezentate prin şisturi cuarţo-albitice. Alternanţele terigene—şisturile biotito-muscovitice—sînt subordonate; ele conţin lentile cu aspect evident detritic de gnaise leucocrate mărunte. Remarcăm de asemenea galeţi de granite gnaisice în unele şisturi amfibolice cu biotit. Gradul de cristalizare este variabil, depinzînd de materialul premetamorfic; astfel, unele şisturi amfibolice cu epidot şi biotit sînt caracterizate printr-o cristaloblasteză destul de intensă, în timp ce alte şisturi amfibolice sînt microcristaloblastice. Constituţia petrografică a complexului şisturilor amfibolice nu se pretează analizei palinologice.

Complexul şisturilor cuarţitice prezintă o constituţie petrografică complet diferită, rezultînd prin metamorfozarea unui material neomogen, terigen-calcaros-tufaceu, din care au rezultat: şisturi blastopsamitice cu muscovit şi granule de plagioclaz cu aspect detritic, şisturi muscovitice, şisturi clorito-muscovitice, calcşisturi, şisturi clorito-calcaroase cu epidot şi magnetit. Deosebit de interesantă este prezenţa unor lentile de cuarţ, rotunjite sau alungite, care au aspectul destul de evident al unor galeţi, înglobaţi în partea şistoasă bazală a acestui complex; aceste metaconglomerate ar putea marca caracterul său transgresiv.

Probele 40 (intercalaţie de filite grafitice între şisturi conglomeratice cu lentile detritice de cuarţ) şi 41 (filite cloritice cu alternanţe grafitice) au fost sterile. În proba 42 (pachet de filite situate peste şisturile cuarţitice cu lentile de cuarţ) a fost identificată o asociaţie de spori, caracterizată prin abundenţa formelor circulare de dimensiuni diferite de *Leiosphaeraceae*, la care se adaugă: *Millaria implexa* Pflug din grupul *Cyanophyta* şi *Tormentella* sp. F. Typ (6/—67) Pflug, *Polycellaria* sp. Pflug, din grupul *Fungi*.

Complexul metagraywackelor este caracterizat prin aspectul său pregnant ritmic. În unele cazuri se observă fenomene evidente de granoclasare. El este alcătuit din micro- sau macrosecvenţe de metagraywacke cu granulaţii diferite, şisturi muscovitice blastodetritice, mai rar metamicroconglomerate graywackice. Rocile metagraywackice alternează cu şisturi muscovitice sau conţin adeseori lamine de metagraywacke fine, şisturi clorito-muscovitice, sericitice sau clorito-sericitice. Şisturile prezintă în mod constant aspecte blastodetritice, datorită unor granule sporadice de cuarţ sau plagioclaz. Prezenţa unor roci cuarţo-albitice indică participarea, de altfel în cantitate redusă, a unor tufuri sau tufite acide.

Din acest complex au fost colectate 7 probe. Probele 36, 38 și 39, reprezentînd secvențe șistoase, intercalate între secvențele metagraywackice, s-au dovedit a fi sterile. Șisturile probei 37 conțin o asociație săracă, constituită în majoritate din *Leiosphaeraceae*, la care se adaugă *Mycteroligotriletum marmoratum* Tim. În probele 6 și 7, colectate din alternanțele șistoase situate la partea superioară a complexului, au fost puse în evidență foarte numeroase forme circulare de dimensiuni variabile de *Leiosphaeraceae*. În plus s-au mai identificat: *Trachyoligotriletum nevelense* Tim., *Tr. obsoletum* Tim., *Stenozonoligotriletum validum* Tim. Proba 8 a fost sterilă.

Complexul filitelor este caracterizat prin predominanța materialului premetamorfic pelitic, din care au rezultat șisturi clorito-sericitice, grafitice, cloritice și muscovitice. Pe alocuri, acest complex prezintă de asemenea aspecte ritmice, datorită existenței unor microsecvențe de metagraywacke, conglomerate metagraywackice sau șisturi blastodetritice. Șisturi cuarțo-albitice microcristaloblastice (metatufuri acide) apar în special în baza complexului. Deosebit de interesantă este prezența turmalinei albăstrii rotunjite, detritice, înglobată în cristale prismatice regenerate, de culoare măslinie; granulele detritice prezintă orientări diferite în raport cu metablastul, dispus paralel cu șistozitatea rocii.

În primele aflorimente de filite cloritice de pe șosea au fost puse în evidență, în probele 3, 4 și 5, extrem de numeroase forme circulare de dimensiuni variabile, mai mult sau mai puțin mineralizate, din familia *Leiosphaeraceae*.

Pe marginea datelor expuse mai sus se pot face următoarele considerații. Datele microfloristice obținute în masivul Făgăraș sînt numai parțial concludente. Prezența speciilor *Millaria implexa*, *Tormentella* sp. și *Polycellaria* sp., care nu depășesc limita sinianului (rifeanului), stabilește poziția complexului șisturilor cuarțitice în proterozoicul superior; astfel, acest complex ar putea fi echivalent parțial cu seria vulcanogenă-sedimentogenă acidă din Carpații Orientali, în șisturile căreia au fost identificate fragmente de *Laminarites*. El ar corespunde de asemenea complexului șisturilor cu magnetit de la vest de Olt, caracterizat însă prin predominanța materialului vulcanic acid. Prezența speciei *Trachyoligotriletum planum* în pachetul de șisturi din baza marmurilor ar putea indica de asemenea apartenența acestora la proterozoicul superior, neexcluzîndu-se însă deocamdată nici posibilitatea vîrstei cambriene. Complexul metagraywackelor, reprezentînd continuarea seriei de Gîrbova în versantul nordic al masivului Făgăraș, se integrează în proterozoic, datorită prezenței speciei *Mycteroligotriletum marmoratum*, care nu depășește limita lui, cu excepția unei apariții sporadice în cambriarul mediu. Acest fapt nu prezintă însă implicații serioase, datorită diferenței nete a caracterelor litologice-petrografice dintre metaflișul intracarpatic și depozitele paleozoicului inferior. Poziția stratigrafică a complexului filitelor poate fi discutabilă; prezența speciei *Stenozonoligotriletum validum*, care trece din proterozoicul superior în cambrianul inferior, ar putea ridica problema continuității acestui complex în paleozoic. Caracteristicile litologice-petrografice, îndeosebi ale părții lui bazale, îl pla-

Tabelul nr. 2

Tabel schematic de distribuţie stratigrafică
(după datele lui H. Pflug şi B. V. Timofeev)

Nr. probei				Unităţi taxonomice	Proterozoic	Sinian		Cambrian						Ordovician
								1			2	3		
6	37	42	44			Str. de Gdowsk	Str. cu Laminarites	Supra-laminarites	Argile albastre	Eofiton	Yjorsk	a	b	
×	×	×	×	*Protoleiosphaeridium* sp.										
×		×	×	*Leiosphaeridium* sp.										
		×		*Millaria implexa* Pflug	?									
		×		*Tormentella* sp. Pflug	?									
		×		*Polycellaria* sp. Pflug.	?									
×			×	*Trachyoligotriletum nevelense* Tim.										
×			×	*Tr. obsoletum* Tim.										
			×	*Tr. laminaritum* Tim.										
			×	*Tr. planum* Tim.										
	×	×		*Mycteroligotriletum marmoratum* Tim.										
×				*Stenozonoligotriletum validum* Tim.										

sează însă tot în precambrian, cu excepţia, poate, a părţii sale terminale, care conţine roci verzi, de altfel foarte puţin caracteristice din cauza tectonizării intense. Complexul şisturilor grafitice şi complexul şisturilor amfibolice relevă caractere litologice-petrografice asemănătoare cu acelea ale unor complexe alutiene din defileul Oltului. Remarcăm că de altfel frecvenţa extrem de mare a *Leiosphaeraceae*-lor, care abundau în fitoplanctonul mărilor precambriene, indică în mod destul de cert apartenenţa tuturor complexelor menţionate mai sus la proterozoicul superior.

DISCUȚII

Efectuarea unor profile sistematice palinologice poate aduce date prețioase pentru stabilirea exactă a succesiunilor stratigrafice cristalofiliene din diferitele unități carpatice. Din cele arătate mai sus reiese îndeosebi necesitatea reconsiderării coloanei stratigrafice a hărții geologice 1 : 200 000 Brașov. Deși unul dintre autori a figurat printre redactorii coordonatori ai acestei hărți, nu a avut posibilitatea să intervină la timp pentru corecturi. Astfel, o parte a seriei de Făgăraș (îndeosebi zona de Poiana Neamțului), căreia în coloană i s-a atribuit o poziție bazală în raport cu seria de Leaota și seria de Gîrbova, se integrează de fapt între etajul structural inferior și etajul structural superior al seriei de Leaota, care nici nu au fost delimitate prin contact de transgresiune, deși existau date chiar publicate, suficiente în acest sens. Seria de Gîrbova este echivalentă, după cele arătate mai sus, cu partea superioară a seriei de Făgăraș; ea prezintă însă o poziție stratigrafică inferioară etajului structural superior al seriei de Leaota, care se încadrează în cambrianul inferior (etapa inițială a geosinclinalului caledonian), pe baza analogiilor litologice-petrografice (Marcela Dessila-Codarcea, 1967 *c*).

SUR L'ÂGE DU MÉTAFLYSCH INTRACARPATIQUE

(RÉSUMÉ)

Le massif de Gîrbova, situé entre les Carpates orientales et les Carpates méridionales est constitué pour la plupart par une formation rythmique, faiblement métamorphisée, de type flysch, formée de métagraywackes, schistes blastodétritiques et phillites. Le prolongement de cette formation, qui a été dénommé «le métaflysch intracarpatique», dans le versant nord du massif de Făgăraș et dans le relief enterré de Comănești a été envisagé.

Dans la formation blastodétrique du relief enterré de Comănești a été identifiée une riche association de spores du groupe *Leiosphaerideae*, attribuée au Protérozoïque supérieur. Les associations de spores identifiées dans les schistes du métaflysch intracarpatique du massif de Gîrbova indiquent son appartenance au Précambrien-Cambrien inférieur. En tenant compte que le Cambrien inférieur, mis en évidence selon des critériums microfloristiques, représente la formation initiale du géosynclinal calédonien, on peut attribuer, sans aucun doute, le métaflysch intracarpatique du massif de Gîrbova au Protérozoïque supérieur. Le complexe des schistes quartzitiques et le complexe de métagraywackes de la série de Făgăraș correspondent, grâce à la présence de certaines espèces qui ne dépassent pas la limite des couches à *Laminarites*, à cette partie du Précambrien. On peut conclure sur l'appartenance du métaflysch intracarpatique à la partie terminale du Protérozoïque supérieur, représentant le dernier étage structural du cycle baïcalien des Carpates roumaines.

BIBLIOGRAFIE

DESSILA-CODARCEA M. (1965), *Câteva probleme privind stratigrafia precambrianului din Carpații românești*. St. Cerc. geol. geof., geogr., Seria geologie, **10**, *2*.

— (1967 *a*), *La division des massifs cristallophylliens préalpins des Carpates roumaines*, Rev. roum. de géol., géophys., géogr., Série de géologie, **11**, *1*.

— (1967 *b*), *Critérium pour la division des massifs cristallophylliens préalpins*, Assoc. géol. carp.-balk., VII e Congr.

— (1967 *c*), *Contribuții la evoluția prealpină a unora dintre masivele cristalofiliene din România*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **12**, *2*.

DESSILA-CODARCEA M., DUMITRIU M., DUMITRIU C. și BEJU D. (1965), *Observații privind localizarea și constituția geologică a reliefului îngropat de la Comănești*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **10**, *2*.

JAGIELSKA L. (1965), *Nowe dane o mokroflorze eokambru i najniższego kambru antyklinorium klimontowskiego*, Kwartalnïk geologiczny, **9**, *3*.

NAUMOVA S. N. (1949), *Sporî nijnego kembriia*, Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. gheol., *4*.

PFLUG H. (1965), *Organische Reste aus der Belt Serie (Algonkium) von Nordamerika*, Paläontologische Zeitschrift, **39**, *1/2*.

— (1966), *Einige Reste niederer Pflanzen aus dem Algonkium*, Palaeontographica Abt. B *117*.

TIMOFEEV B. V. (1959), *Drevneișaia flora pribaltichi*, Trudî VNIGRI, *129*.

— (1960), *Sur la caractéristique micropaléontologique de la formation de Visingö*, Geol. Föreng, 500.

* * * Harta geologică 1 : 200 000 Brașov, 1968, Comitetul de Stat al Geologiei, Institutul geologic.

Primit în redacție la 2 octombrie 1968

Institutul geologic al Comitetului de Stat al Geologiei, București

CRISTALINUL BISTRIȚEI
STRATIGRAFIA ȘI STRUCTURA MASIVULUI CRISTALIN DIN PARTEA DE NORD A CARPAȚILOR ORIENTALI

DE

ION RĂDULESCU

55(05)

Cristalinul Munților Bistriței, în sectorul la care ne referim (fig. 1) este constituit din formațiunile metamorfice cuprinse între culmea ce separă bazinele hidrografice ale rîurilor Bistrița Aurie și Moldova de cel al Vișeului (la nord) și o linie transversală pe structură (la sud), de-a lungul văii Barnarului. La est, masivul cristalin formează rama internă a zonei de sedimentare Breaza — Rarău între Moldova — Sulița și Slătioara, de unde spre sud șisturile cristaline iau contact cu flișul cretacic prin intermediul unor falii inverse cu caracter de încălecare. Limita de vest a cristalinului o constituie formațiunile eruptive din Munții Călimani și sedimentarul Munților Bîrgăului; în zona pasului Rotunda, șisturile cristaline din Munții Bistriței se continuă neîntrerupt în Masivul Rodnei, delimitarea dintre acestea fiind convențională.

Masivul cristalin astfel delimitat ocupă partea centrală a Carpaților Orientali, individualizată morfologic în Munții Bistriței, după numele principalului curs de apă din regiune.

Istoricul cercetărilor geologice este deosebit de bogat, Munții Bistriței fiind studiați parțial sau în contextul ansamblului Carpaților Orientali încă de la începutul secolului trecut. Primele lucrări au un caracter informativ și se referă la constituția petrografică și mineralogică a șisturilor cristaline (V. Zepharowicz, 1854; K. Paul, 1876); urmează apoi studiile privind valoarea economică a mineralizațiilor de fier, mangan și minereuri complexe (B. Walter, 1886; R. Mogilnicki, 1917; H. Quiring, 1922; M. Savul, 1927 etc.), întocmindu-se concomitent lucrări cu caracter regional și de sinteză (S. Athanasiu, 1899; V. Uhlig, 1907; V. Bușureanu, 1920; M. Reinhardt și I. Atanasiu, 1927; I. Atanasiu, 1929; M. Savul, 1938, Th. Kräutner, 1938).

St. și cerc. de geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 14, nr. 1, p. 31–39

În ultima perioadă, cercetările geologice din cristalinul Munţilor Bistriţei se intensifică în mod deosebit în vederea valorificării bogatelor resurse miniere din regiune; Comitetul de Stat al Geologiei şi Ministerul Minelor au întreprins prospecţiuni şi explorări sistematice, lucrări care, pe lîngă date de ordin strict economic minier, furnizează preţioase informaţii de detaliu privind structura şisturilor cristaline. Dintre studiile realizate în acest timp remarcăm lucrările publicate de: M. Savul şi Gh. Mastacan (1940, 1952, 1959), M. Savul (1954), V. Ianovici (1956), M. Savul şi V. Ianovici (1957), R. Dimitrescu (1960, 1964, 1965), C. Ionescu (1962), S. Cosma şi S. Peltz (1962) D. Rădulescu (1962), Marcela Dessila Codarcea şi colab. (1964), H. Kräutner (1965), G. Pitulea (1965), V. Ianovici şi C. Ionescu (1966). Cea mai mare parte a studiilor din regiune fiind în curs de apariţie sau rămase în manuscris în rapoartele aflate la arhiva instituţiilor amintite, în prezenta lucrare vom menţiona titlul lucrărilor manuscrise, ca şi referirile la publicaţii, dînd prioritate însă sursei primare de informare, în ordine cronologică.

STRATIGRAFIA ŞISTURILOR CRISTALINE

Masivul cristalin al Munţilor Bistriţei este constituit din două unităţi metamorfice suprapuse normal, individualizate ca timp de formare şi alcătuire stratigrafică: o unitate de fundament, care include şisturi cristaline născute într-un prim ciclu metamorfic de intensitate ridicată, şi o unitate superioară, provenită din transformarea în şisturi epimetamorfice a unei stive sedimentar-vulcanogene, transgresivă pe soclul cristalin (I. Rădulescu, 1967). După definitivarea proceselor de formare a masivului cristalin, unităţile metamorfice menţionate se comportă unitar, în bloc, la solicitările tectonice succesive pe care le suportă Carpaţii Orientali în ansamblu, deformaţiile rupturale sau accentuarea structurilor plicative iniţiale avînd un egal ecou în întreg blocul de şisturi cristaline.

UNITATEA MEZOMETAMORFICĂ DE FUNDAMENT

În această unitate am încadrat şisturile cristaline provenite din transformarea metamorfică de intensitate ridicată a unei stive sedimentare, ca şi complexul vulcanogen sedimentar al gnaiselor porfiroide de Pietrosu, aparţinînd unui prim ciclu metamorfic. Teritorial, aceste şisturi formează trei zone dispuse paralel între ele şi direcţional pe structura masivului cristalin: o zonă estică, alta central-vestică şi o zonă a gnaiselor de Pietrosu.

1. **Zona estică** include formaţiunile mezometamorfice de la limita de nord-est a masivului cristalin, în care se dezvoltă feldspatizările metablastice de tipul „gnaiselor de Rarău". Aceasta se urmăreşte aproape neîntrerupt de la Muntele Lucina (la nord) pînă la Aluniş şi pîrîul Hreben (la sud) ca o fîşie îngustă, limitată tectonic pe ambele flancuri. Pînă de

curînd, această zonă era considerată ca parte a epizonei, „cu cristalinitate mai ridicată în aureola de contact a unei intruziuni sintectonice" (Th. Kräutner, 1929). În 1959 am stabilit caracterul regional al metamorfismului de intensitate ridicată a șisturilor ce o alcătuiesc și natura postmetamorfică a feldspatizărilor care au dus la formarea „gnaiselor de Rarău" [1]. Concomitent am pus în evidență importanta dislocație direcțională ce limitează zona la sud-vest, prin intermediul căreia șisturile mezometamorfice încalecă domeniul unității superioare. Limita de nord-est a zonei o constituie faliile direcționale puse în evidență în sectorul Gemenea — Ostra (G. Pitulea, 1965), în parte mascate de formațiunile mezozoice.

Petrografic, această zonă se caracterizează prin predominanța micașisturilor muscovit-biotitice, cu sau fără granați, puternic retromorfe, în care se separă intercalații reduse de paragnaise și amfibolite. Direcțional, dar fără să urmărească un anumit nivel stratigrafic, aceste șisturi au suferit feldspatizări intense postmetamorfice, care au dat naștere migmatitelor oculare cunoscute sub numele de „gnaise de Rarău".

2. **Zona central-vestică** include două aliniamente de-a lungul cărora apar formațiunile cristaline de fundament: unul central, situat între Bistrița la Călinești—zugreni (la nord) și valea Barnarului (la sud), a cărui limită estică o formează „complexul gnaiselor porfiroide de Pietrosu", și altul vestic, cuprinzînd nucleele de șisturi mezometamorfice din bazinul Țibăului, Rusaia — Bretila, vf. Omul și valea Deaca, continuîndu-se de la paralela comunei Iacobeni pînă la izvoarele văii Barnarului, prin masivul de la Șarul Dornei—Muntele Tunzăria. Am considerat ambele aliniamente de șisturi mezometamorfice ca aparținînd aceleiași zone, pe baza identității stratigrafice și tectonice dintre ele. În cadrul zonei central-vestice am separat două complexe stratigrafice bine individualizate, stînd între ele în relații normale.

a) *Complexul inferior*, cuprinzînd partea mai profundă a unității metamorfice de fundament, apare în exclusivitate în nucleele mezometamorfice de la Bretila—Rusaia, vf. Omul și valea Deaca și constituie cea mai mare parte a masivului Șarul Dornei — Tunzăria. În aliniamentul central, complexul inferior apare de-a lungul Bistriței între Rusca și Zugreni și în nucleele anticlinale de pe valea Bîrnărelului și valea Barnarului. În general, acest complex include în totalitate stiva „șisturilor de Bretila" (Th. Kräutner, 1930; M. Savul și Gh. Mastacan, 1940; C. Ionescu, 1962; I. Rădulescu și colab. [2], R. Dimitrescu, 1965, în regiunile Bretila — Rusaia, Deaca și Iacobeni-Vatra Dornei), „grupul I al seriei mezometamorfice", separat de H. Savu între Roșu și Șarul Dornei [3], „seria de Șar — Coverca" (S. Cosma și S. Peltz, 1962), „complexele I (calca-

[1] I. Rădulescu și Ludmila Rădulescu, *Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru sulfuri complexe în regiunea Pojorîta — Fundul Moldovei*, Arh. Com. geol., 1959.

[2] I. Rădulescu, Ludmila Rădulescu, P. Costache, Felicia Barbu și D. Constantinof, *Raport asupra prospecțiunilor pentru fier și sulfuri complexe în regiunea Cîrlibaba—Iacobeni—Șesuri—Lucina — Bahna*, Arh. Com. geol., 1960.

[3] H. Savu, *Raport geologic asupra regiunii Roșu — Șarul Dornei*, Arh. Com. geol., 1955.

rele inferioare) şi II (paragnaise şi amfibolite)" de la Crucea — Barnar (D. Constantinof şi colab.)[4], precum şi „complexele I (gnaise mixte) şi II (paragnaise)" din regiunea Zugreni — Crucea [5], paralelizate de noi în ceea ce priveşte poziţia stratigrafică.

Complexul inferior al unităţii mezometamorfice este alcătuit cu preponderenţă din roci feldspatice (paragnaise cu sau fără granaţi şi disten), în alternanţă cu altele aluminoase (micaşisturi cu granaţi), în care abundă intercalaţiile de calcare şi amfibolite. Am considerat aceste intercalaţii ca fiind caracteristice complexului, prin:

— frecvenţa şi amploarea masivelor de calcare cu tremolit;

— prezenţa numeroaselor intercalaţii amfibolitice;

— asocierea la amfibolite a unui orizont purtător de mineralizaţii de fier (magnetit-hematit).

Calcarele cristaline formează masive importante în văile Barnarului, Bîrnărelului şi Bistriţei, la Ortoaia şi Zugreni, sau intercalaţii metrice în micaşisturile şi paragnaisele de la Rusaia — Brętila. Se caracterizează prin frecvenţa structurilor zaharoide, larg cristalizate şi conţinutul ridicat de tremolit.

Intercalaţiile amfibolitice, prin frecvenţa şi amploarea direcţională pe care o ating, constituie un element caracteristic de prim ordin pentru complexul inferior; între ele predomină amfibolitele cu epidot, frecvent asociate cu amfibolite biotitice. Mai puţin răspîndite sînt amfibolitele cu granaţi (Bretila — Iacobeni), gnaisele amfibolice (văile Barnarului şi Bîrnărelului) şi îndeosebi amfibolitele cu piroxeni. În general, amfibolitele formează fişii direcţionale cu grosimi de zeci de metri, rar 200—300 m, ce se urmăresc pe distanţe de kilometri.

Minereurile magnetitice asociate într-un orizont stratigrafic dau nota specifică complexului. Acumulările de magnetit nu sînt localizate exclusiv în amfibolitele cu care se asociază genetic: acestea apar în zona Rusaia [6] în amfibolite, micaşisturi şi calcare, la Iacobeni—Argestru în amfibolite şi paragnaise granatitice (M. Savul şi Gh. Mastacan, 1959), în versantul drept al Bistriţei în amonte de Zugreni în amfibolitele de pe pîrîul Sunători [7] şi pe valea Bîrnărelului [8] în amfibolite şi paragnaise, sub formă de impregnaţii sau lentile de dimensiuni mici. Toate aceste apariţii de minereu magnetitic se situează, după paralelizările noastre, la acelaşi nivel stratigrafic şi provin din metamorfozarea unor formaţiuni exhalativ-sedimentare de tipul Lahn-Dill (M. Savul şi Gh. Mastacan, 1959).

b) *Complexul superior* reprezintă partea stratigrafic superioară a stivei şisturilor mezometamorfice, cruţată de eroziunea anterioară sedi-

---

[4] D. Constantinof, N. Bîră, Maria Puiu, Al. Manea, V. Puiu şi Lucia Dlujnewschi, *Raport asupra prospecţiunilor geologice efectuate în sectorul Panaci-Crucea-Ostra*, Arh. Com. geol., 1960.

[5] N. Bîră, *Raport geologic asupra prospecţiunilor pentru fier în regiunea Ortoaia-Chiril-Gruiu (Munţii Bistriţei)*, Arh. Com. geol., 1962.

[6] Rapoartele de explorare pentru zona Rusaia—Iacobeni întocmite de către I.S.E.M., Arh. Com. geol., 1948-1952; I. Rădulescu şi colab., *op. cit.*, p. 23.

[7] N. Bîră, *op. cit.*, nota 5.

[8] N. Bîră, V. Puiu şi I. Teuca, *Raport asupra prospecţiunilor geologice pentru fier şi sulfuri complexe în regiunea Colbu-Chiril - Bîrnărel-Dîrmoxa*, Arh. Com. geol., 1961.

mentării formațiunilor unității epimetamorfice. Rocile aparținînd acestui complex au fost separate ca „grupul II al șisturilor mezometamorfice" între Roșu și Șarul Dornei [9], „complexul III (al micașisturilor)" în aria Zugreni — Chiril — Bîrnărel și „complexele III (micașisturi) și IV (calcare intermediare)" în bazinele Bîrnărelului și Barnarului [10]. Noi considerăm ca o unitate stratigrafică deosebită stiva de șisturi mezometamorfice, caracterizată în general prin preponderența șisturilor cuarțoase, dezvoltarea subordonată a amfibolitelor și frecvența redusă a intercalațiilor de calcare cu muscovit, talc și grafit.

Pentru întreaga zonă central-vestică a unității mezometamorfice este caracteristic procesul înaintat de diaftoreză, semnalat de toți cercetătorii recenți; acesta se dezvoltă, independent de faciesul petrografic pe care-l afectează, îndeosebi la partea situată imediat sub limita unității epimetamorfice transgresive. Intensitatea retromorfismului scade treptat, în raport direct cu creșterea adîncimii.

3. **Zona gnaiselor porfiroide de Pietrosu,** în care apar rocile descrise de S. Athanasiu (1899) ca „porfire cuarțifere dinamo-metamorfozate", se dezvoltă la limita de est a aliniamentului central de șisturi mezometamorfice, între Zugreni (la nord) și valea Barnarului (la sud), în versantul drept al Bistriței. M. Savul (1938) consideră această zonă ca un „dyke" porfiric metamorfozat, care în părțile periferice „are caracter epizonal datorită diaftorezei", recunoscînd metamorfismul intens la care au fost supuse rocile magmatice din cuprinsul său. Ulterior, N. Bîră și colab. [11] stabilesc poziția tectonică a zonei, limitînd-o de ambele flancuri prin falii.

Zona gnaiselor de Pietrosu, cu grosime cuprinsă între 500 și 2 000 m, este neomogenă, constînd dintr-o alternanță repetată de gnaise porfiroide cu cuarț violaceu caracteristic și parașisturi mezometamorfice, concordante între ele în ceea ce privește șistozitatea. Noi considerăm această alternanță ca fiind primară și antemetamorfică, întregul complex provenind din metamorfozarea, în ciclul I, a unei stive sedimentogene, în care au fost puse în loc silluri numeroase de roci porfirice acide. Această interpretare este sprijinită și pe existența, în complexul inferior al unității mezometamorfice, a unor intercalații cu grosimi pînă la 200 m, alcătuite din gnaise porfiroide de același tip, în afara limitelor amintite (pîraiele Ulmului și Chirilenilor, afluenți ai văii Neagra Șarului). De-a lungul dislocațiilor care mărginesc pe ambele flancuri „complexul gnaiselor de Pietrosu", am identificat, atît în cadrul lor, cît și în șisturile din compartimentele învecinate, feldspatizări postmetamorfice caracteristice. Aceste fenomene se manifestă prin formarea de ovule feldspatice în rocile din ambii pereți ai dislocației, ovule ale căror dimensiuni și frecvență scad proporțional cu creșterea distanței față de falii.

O discuție aparte comportă fîșiile de gnaise de tip Pietrosu, intercalate în șisturile unității superioare, epimetamorfice. Ținînd seama de faptul că în zona Pietrosu este evidentă intruziunea rocilor magmatice anterior transformărilor metamorfice ale fundamentului, trebuie să ad-

[9] H. Savu, *op. cit.*, p. 23.
[10] D. Constantinof și colab., *op. cit.*, p. 24.
[11] N. Bîră și colab., *op. cit.*, p. 24.

mitem, că, cel puţin în parte, gnaisele de tip Pietrosu intercalate în stiva epimetamorfică reprezintă „filoane porfirice (concordante) metamorfozate o dată cu stiva şisturilor care le găzduieşte" (C. Ionescu, 1962). În acest sens, considerăm că au existat cel puţin două momente de intruziune a unor magme de aceeaşi natură, înaintea sau în timpul fiecăruia din momentele de transformare metamorfică. D. Constantinof şi colab. [12] remarcă la unele intercalaţii de gnaise tip Pietrosu că fenoelementele de cuarţ violaceu au forme lenticulare cu terminaţiile înconjurate de microagregate de cuarţ recristalizat, iar masa fundamentală cu structură granolepidoblastică include minerale de natură argiloasă şi granaţi cloritizaţi. Acest tip de roci se impune să-l tratăm ca format în timpul celui de-al doilea ciclu metamorfic, din material provenit prin erodarea formaţiunilor complexului „gnaiselor de Pietrosu".

UNITATEA EPIMETAMORFICĂ SUPERIOARĂ

Această unitate include în totalitate şisturile cristaline formate sub acţiunea metamorfismului regional de intensitate scăzută, pe seama unei stive sedimentar-vulcanogene, transgresivă pe soclul mezometamorfic preexistent. Cercetările din ultima perioadă au permis separarea (locală) a trei complexe stratigrafice, în seria epimetamorfică de la Fundul Moldovei [13], Rusaia — Iacobeni [14] şi între izvoarele Ţibăului şi valea Coşnei (V. Ianovici şi C. Ionescu, 1966). Încercări de orizontare în această unitate s-au mai făcut în sectoarele Ostra (G. Pitulea, 1965), Crucea — Barnar [15] şi Bîrnărel — Holdiţa (Marcela Dessila-Codarcea şi colab., 1964), care însă au afectat numai o parte din coloana stratigrafică. Revizuirile întreprinse pe întreg masivul cristalin al Munţilor Bistriţei ne-au permis paralelizarea orizontărilor amintite şi separarea a trei complexe stratigrafice cu caracter regional, care cuprind întreaga coloană a unităţii epimetamorfice.

1. **Complexul inferior terigen-manganifer** include partea inferioară stratigrafic a unităţii epimetamorfice şi este deschis, pe întreaga succesiune numai în zonele unde eroziunea a atins fundamentul mezometamorfic, peste care se dispune transgresiv. Şisturile complexului inferior ocupă arii însemnate în jurul nucleelor fundamentului din sectoarele Rusaia — Bretila, vf. Omul şi valea Deaca, pe bordura de est a aliniamentului vestic de şisturi mezometamorfice între Ciocăneşti şi Şarul Dornei, precum şi între aliniamentele central şi vestic ale fundamentului din bazinele Bîrnărelului şi Barnarului. Parţial complexul inferior este deschis de eroziune în sectoarele Dadu — valea Stînei, Botoş — Mestecăniş, obîrşia Putnei şi versantul drept al Bistriţei, între Zugreni şi Barnar. Acest complex se distinge în mod deosebit prin:

— caracterul predominant terigen cuarţos al şisturilor;

— poziţia discordant transgresivă pe un relief vechi mezometamorfic, prin intermediul unor formaţiuni sernifitice;

[12] D. Constantinof şi colab., *op. cit.*, p. 24.
[13] I. Rădulescu şi Ludmila Rădulescu, *op. cit.*, p. 23.
[14] I. Rădulescu şi colab., *op. cit.*, p. 23.
[15] D. Constantinof şi colab., *op. cit.*, p. 24.

— asocierea la nivelul principal de cuarțite negre a șisturilor manganifere cu acumulări locale de minereu manganifer.

Grosimea stratigrafică a întregului complex o apreciem la maximum 1 200m. O atare grosime este probabil să fie atinsă numai în valea Moldovei, la nord de Fundul Moldovei și în versantul stîng al Bistriței, la sud-est de vf. Rarău, în zonele de maximă scufundare axială a sinclinalului cu șisturi epimetamorfice. Limita inferioară a complexului o constituie suprafața de transgresiune ce separă fundamentul mezometamorfic de unitatea epimetamorfică. În ceea ce privește limita superioară, aceasta comportă unele discuții. Marcela Dessila-Codarcea și colab. (1964) și R. Dimitrescu (1965) o situează la nivelul apariției metaeruptivului acid (porfirogenele riolitice), superior orizontului manganifer. Noi am considerat porfirogenele cu caracter riolitic ca aparținînd complexului inferior, întrucît și sub nivelul manganifer apar roci similare. Subdiviziunile cu caracter regional ale complexului vizează îndeosebi aspectul sedimentologic, de aceea am separat două orizonturi distincte: unul bazal, sernifitic, și altul superior, manganifer.

a) *Orizontul bazal sernifitic* include partea inferioară a complexului și apare ca o fîșie îngustă de-a lungul întregii zone central-vestice a fundamentului mezometamorfic. Acest orizont este constituit dintr-un nivel în care apar conglomerate ce remaniază exclusiv șisturi mezometamorfice din substrat [16] și altul șistos micaceu, în care se identifică șisturi grezoase negre cu muscovit, șisturi calcaroase micacee, șisturi cuarțitice cenușii grafitoase și șisturi sernifitice cloritoase.

b) *Orizontul superior manganifer* include cea mai mare parte a complexului, dezvoltat deasupra orizontului sernifitic. Paralelizarea orizontărilor locale ne permite generalizarea a trei nivele stratigrafice: nivelul terigen inferior, nivelul cuarțitelor negre cu acumulări manganifere și nivelul terigen superior cu porfirogene riolitice.

—Nivelul terigen inferior corespunde „șisturilor sericito-cuarțoase-inferioare" din sectorul Mestecăniș—Botoș [17], nivelului „șisturilor grafitoase cu intercalații de șisturi verzi" de la Dadu — Ciocănești—Coșna (V. Ianovici și C. Ionescu, 1966), orizonturilor „inferior și median" din complexul cuarțitelor negre de la Bîrnărel—Holdița (Marcela Dessila-Codarcea și colab., 1963) și, în general, stivei de șisturi cuprinse între orizontul sernifitic și nivelul manganifer. Caracteristice pentru acest nivel sînt intercalațiile de șisturi cloritoase cu porfiroblaste de albit, șisturi sericito-grafitoase, porfiroide de tip Pietrosu și calcare dolomitice șistoase, în cadrul stivei de șisturi sericito-cuarțoase.

— Nivelul cuarțitelor negre, la care se asociază șisturile manganifere, a fost separat ca atare de toți cercetătorii regiunii, diferind numai poziția stratigrafică atribuită. Pînă în ultimul timp, nivelul era considerat la partea superioară a întregii stive epimetamorfice; cercetările mai recente au stabilit pe baze stratigrafice și structurale poziția cuar-

[16] I. Rădulescu, *op. cit.*, 1967.

[17] I. Rădulescu, Ludmila Rădulescu și I. Teuca, *Raport asupra prospecțiunilor stratigrafice și structurale din regiunea Pojorîta-Fundul Moldovei*, Arh. Com. geol., 1963.

ţitelor negre la partea inferioară a unităţii epimetamorfice, în complexul terigen. Acest nivel include cuarţitele negre şi şisturile silicioase manganifere asociate lor, pe lîngă care mai apar şisturi grafitoase, calcaroase şi tufogene bazice. Minereul de mangan se găseşte sub formă de lentile, care numai aparent, din cauza cutării strînse a întregului complex şi a fracturilor direcţionale, se dispun la mai multe nivele; cercetările microstructurale au pus în evidenţă pretutindeni nivelul unic în care se situează acumulările manganifere, dedublările fiind consecinţa tectonicii noi.

Principalele acumulări de minereu manganifer se dispun de-a lungul a două aliniamente paralele: unul la est, începînd din zona Dadu (Cîrlibaba) şi continuîndu-se spre sud prin punctele Orata, Delniţa, Oiţa, Colacu, Mestecăniş, valea Fierului, Arşiţa, Argestru, dealul Rusului, şi al doilea la vest, pe care se situează punctele Coşna, Dorna — Cîndreni, Roşu şi Şarul Dornei.

— Nivelul terigen superior cu porfirogene riolitice încheie stratigrafic complexul inferior alunităţii epimetamorfice. Nivelul, alcătuit din şisturi sericito-cuarţoase, uneori cloritice, se distinge prin intercalaţiile de porfirogene riolitice, care se urmăresc de-a lungul aliniamentului manganifer estic. Aceste porfirogene au dezvoltare caracteristică pe culmea Mestecăniş şi la nord de ea, unde rocile vulcanice acide metamorfozate păstrează evidente relicte fluidale în structură şi contururi cristalografice la fenoelemente.

2. **Complexul median vulcanogen** cuprinde stiva de şisturi sericito-cloritoase şi clorito-grafito-cuarţitice ce alternează cu metatufuri şi metatufite acide, dispusă normal stratigrafic peste complexul inferior. Pe o arie însemnată la nord de Vatra Dornei, în bazinul văii Neagra Şarului şi la obîrşia văilor Bîrnărel şi Barnar, rocile complexului au fost îndepărtate prin eroziune; ele au dezvoltare caracteristică de-a lungul contactului de vest al zonei estice de şisturi mezometamorfice, de la Muntele Lucina pînă la vf. Rarău şi de ambele părţi ale zonei amintite, în continuare spre sud, ocupînd în totalitate regiunea dintre valea Bistriţei şi limita estică a masivului cristalin, între vf. Giumalău (la nord) şi Barnar (la sud). Complexul median se caracterizează prin:

— alternanţa strînsă a formaţiunilor terigene cu vulcanite;
— marea dezvoltare a tufoidelor compacte (hälleflinta);
— existenţa a numeroase intercalaţii de roci organogene;
— preponderenţa în şisturile terigene a tipurilor filitice;
— găzduirea unor mineralizaţii de sulfuri complexe.

Grosimea stratigrafică maximă a complexului ajunge la circa 1800 m la nord-vest de rîul Moldova, în sectorul Botoş — valea Stînii şi la sud-est de vf. Rarău între Chiril şi Crucea.

Limita inferioară a complexului median vulcanogen este arbitrară, fiind trasată în şisturile terigene de deasupra porfirogenelor riolitice; limita superioară o constituie primele nivele de şisturi verzi caracteristice sau şisturile clorito-grafito-calcaroase de la baza dolomitelor recifogene. Succesiunea stratigrafică cuprinsă între aceste limite se divide în cinci orizonturi:

a) orizontul terigen inferior;
b) orizontul vulcanitelor inferioare;

c) orizontul terigen intermediar, în care se localizează „acumulările sedimentar-exhalative metamorfozate de sulfuri metalice", după H. Kräutner (1965), sau „hidrotermal metamorfozate", după N. Petrulian și colab. (1966);

d) orizontul vulcanitelor superioare;

e) orizontul terigen superior.

a) *Orizontul terigen inferior* include stiva șisturilor cu caracter net terigen detritic, cuprinsă între porfirogenele riolitice și primul nivel de tufoide al orizontului vulcanitelor inferioare. Este alcătuit dintr-o alternanță strînsă de șisturi sericito-clorito-cuarțoase și clorito-grafitoase, cu frecvente intercalații de calcare cenușii grafitice șistoase asociate cu cuarțite negre.

b) *Orizontul vulcanitelor inferioare* are o grosime variabilă: în valea Bistriței atinge peste 100 m, la nord de creasta Giumalăului scade la 30—40 m și se îngroașă din nou la 150—200 m în sectorul Fundul Moldovei. Acest orizont este alcătuit dintr-o alternanță metrică de tufoide și tufitoide acide cu șisturi sericito-cloritoase și clorito-cuarțoase, adesea filitice, cu rare intercalații de șisturi cuarțitice masive.

c) *Orizontul terigen intermediar* reprezintă pachetul de șisturi cuprins stratigrafic între cele două orizonturi de vulcanite. Are grosimea între 200 și 500 m și se urmărește direcțional prin nivelele principale de porfirogene care-l flanchează. În acest orizont se cuprinde o succesiune repetată de șisturi sericito-cloritoase, clorito-grafitoase și tufoide șistoase, la baza căreia (în apropierea limitei inferioare) se dezvoltă local un pachet de cuarțite albe și calcare dolomitice silicioase cu grosime pînă la 200 m (sectorul Delnița — Botoșel de la Fundul Moldovei) [18].

Caracteristică pentru acest orizont este găzduirea acumulărilor (stratiforme?) de minereuri de sulfuri metalice, pe alocuri concentrate în zăcăminte cu valoare industrială. Acumulările se dispun de obicei la partea superioară a orizontului și formează două pînă la patru zone paralele între ele. De-a lungul lor se aliniază cunoscutele mineralizații compacte cuprifere sau complexe din sectoarele: pîrîul Ursului (Țibău) — Dealul Negru și Prașca (Fundul Moldovei) — Pojorîta — pîrîul Colbului — Leșul Ursului, intens cercetate în ultima vreme. Lateral spre vest, în zonele de afloriment ale acestui nivel stratigrafic, paralele cu linia zăcămintelor menționate, mineralizația lipsește, fapt care ne face să ne îndoim de proveniența ei sedimentogenă. Considerăm un astfel de tip de mineralizare ca fiind postmetamorfic hidrotermal, localizat de-a lungul unor fracturi direcționale, al căror plan de înclinare coincide cu foliația structurii cutate pe care o afectează.

d) *Orizontul vulcanitelor superioare*, cuprinzînd roci porfirogene fin rubanate și compacte de tip hälleflinta, este situat deasupra orizontului terigen intermediar; are dezvoltare caracteristică în toată aria ocupată de complexul median.

---

[18] I. Rădulescu, Ludmila Rădulescu și I. Teuca, *Raport asupra prospecțiunilor pentru sideroză și cuarțite în regiunea Delnița-Botoșel (Fundul Moldovei)*, Arh. Com. geol., 1964.

e) *Orizontul terigen superior* încheie coloana stratigrafică a complexului median; corespunde stratigrafic „complexului șisturilor sericito-cloritoase superioare" (Marcela Dessila-Codarcea și colab., 1963) din sectorul Bîrnărel — Holdița, „complexului șisturilor clorito-sericitoase cu intercalații de calcare" din zona Ciocănești — Coșna (V. Ianovici și C. Ionescu, 1966) și „complexului terigen al șisturilor sericito-cloricitoase ± cuarțitice de la Ostra (G. Pitulea, 1965). Este format în ansamblu din șisturi sericito-cloritoase cu frecvente intercalații de calcare șistoase, cuarțite cloritoase și grafitoase, iar la partea superioară cu nivele de șisturi verzi tufogene.

3. **Complexul superior tufogen bazic și grafito-calcaros** încheie stratigrafic stiva unității epimetamorfice. Ocupă arii restrînse și se dezvoltă în două faciesuri paralele și sincrone: un facies tufogen bazic și altul calcaros dolomitic.

a) *Faciesul tufogen bazic* este răspîndit în valea Moldovei și pe versantul stîng al Bistriței, la sud de vf. Rarău; corespunde stratigrafic „complexului tufogen grafitos" de la Fundul Moldovei [19] și, respectiv, „complexului rocilor cloritoase tufogene" din sectorul Crucea [20]. Grosimea normală a stivei de șisturi în acest facies ajunge la maximum 500 m în valea Moldovei, unde complexul superior este format din două orizonturi de șisturi verzi cloritoase tufogene cu recurențe tufitice, între care se dispune un orizont de șisturi și cuarțite grafitoase.

b) *Faciesul calcaros dolomitic* se dezvoltă în bazinul Țibăului și pe valea Cîrlibaba, unde grosimea complexului ajunge la 700 m; este alcătuit cu preponderență din dolomite cristaline recifogene, îndințate cu șisturi calcaroase negre și șisturi grafitoase, alături de care apar șisturi terigene sericito-cloritoase și tufogene bazice. Pe alocuri apar calcare brecioase, corespunzînd breciei de flanc recifale (V. Ianovici și C. Ionescu, 1966).

STRUCTURA MASIVULUI CRISTALIN

Blocul cristalin ce constituie nucleul Munților Bistriței se înfățișează ca o structură geologică complexă, rezultată în urma unei îndelungate evoluții. La definitivarea aspectului structural tectonic actual au contribuit atît procesele tectogenetice legate de formarea șisturilor cristaline, cît și succesiunea numeroaselor eforturi tectonice suportate de acestea, de la desăvîrșirea metamorfismului regional pînă în prezent. Structura astfel rezultată reprezintă o însumare și suprapunere de efecte a căror descifrare este posibilă numai grație multitudinii datelor faptice acumulate prin cercetările de detaliu din ultimul timp. În acest sens, o valoare deosebită prezintă precizarea raporturilor dintre cele două unități metamorfice (epi- și mezometamorfică), care face posibilă interpretarea logică (sub aspect regional) a datelor structural tectonice cunoscute.

[19] *Ibidem*.
[20] D. Constantinof și colab., *op. cit.*, p. 24.

RAPORTURILE DINTRE CELE DOUĂ UNITĂȚI METAMORFICE

Problema raporturilor dintre cele două serii cristaline a preocupat pe toți cercetătorii geologiei Carpaților Orientali. Pînă de curînd a prevalat ideea că masivul cristalin constituie o stivă de sedimente transformată în șisturi metamorfice în decursul unei singure perioade orogenetice, diferența de intensitate a metamorfismului fiind consecința adîncimii la care se petrec aceste transformări. Studiile din ultimul timp în regiunea Ciocănești — Cîrlibaba (C. I o n e s c u, 1962) și Cîrlibaba — Rusaia — Bretila [21], generalizate de noi[22], au demonstrat faptul că masivul cristalin s-a format succesiv în decursul a două cicluri metamorfice independente, suprapuse. Astfel, șisturile mezometamorfice au luat naștere în primul ciclu, constituind un bloc rigid, peste care s-a instalat o nouă arie de sedimentare. Al doilea ciclu metamorfic se încheie cu transformarea în șisturi epimetamorfice a stivei sedimentar-vulcanogene, transgresivă pe soclul anterior format. Diferența de intensitate a metamorfismului din cursul celor două cicluri o considerăm, ca o consecință a schimbării condițiilor planetare de evoluție litogenetică. Principalele argumente cu caracter regional, care conduc la această interpretare, se pot rezuma astfel:

1. Existența la baza complexului inferior epimetamorfic a unui nivel sernifitic cu conglomerate metamorfozate, al căror ciment vădește un grad de transformare egal cu al șisturilor pe care le suportă. Elementele evident rulate sînt constituite exclusiv din roci mezometamorfice remaniate din substrat.

2. Relațiile de transgresiune dintre cele două unități. Pretutindeni unde este surprinsă limita normală, stiva șisturilor epimetamorfice stă discordant și transgresiv pe o structură erodată de șisturi mezometamorfice. Aceste relații sînt ușor de recunoscut pe valea Fierului (Iacobeni), valea Rusaia și pîrîul Măgurii (Cîrlibaba), pîrîul Deaca (Ciocănești), pîrîul Ulmului, valea Chiliei și Dealul Mihăileților (Șarul Dornei) și pe cursul superior al pîrîului Bîrnărel.

3. Discordanța netă dintre faciesul metamorfic al celor două unități. Peste roci metamorfice de intensitate ridicată (amfibolite cu granați, micașisturi cu granați și staurolit, paragnaise cu disten, staurolit și granați etc.) se dispun transgresiv șisturi epimetamorfice tipice, uneori aparținînd complexelor superioare ale unității. În bazinul Țibăului, peste șisturile fundamentului mezometamorfic stau direct dolomitele recifogene și șisturile terigene din complexul superior, iar în bazinul Coșnei peste roci aparținînd complexului stratigrafic inferior al fundamentului se dispun șisturile complexului median al unității epimetamorfice.

4. Dezvoltarea regională a zonei diaftoritice din cristalinul de fundament întotdeauna imediat sub șisturile seriei epimetamorfice, cu intensitate descrescîndă în raport cu distanța față de suprafața vechiului relief. Această zonă diaftoritică s-a dezvoltat în al doilea ciclu metamorfic, reflectînd adaptarea părții geometric superioare (în acel

[21] I. R ă d u l e s c u și colab., *op. cit.*, p. 23.
[22] I. R ă d u l e s c u, *op. cit.*, 1967.

moment) a soclului mezometamorfic la noile condiţii de echilibru mineralogic.

5. Existenţa de-a lungul dislocaţiei care limitează complexul gnaiselor de Pietrosu de şisturile mezometamorfice ale aliniamentului central a unor brecii tectonice metamorfozate în condiţiile generale ale unităţii superioare. Prezenţa breciilor demonstrează că dislocaţia amintită s-a format ulterior metamorfismului din primul ciclu şi înainte de transformările cu caracter epimetamorfic ale celui de-al doilea ciclu.

PRINCIPALELE STRUCTURI TECTONICE ŞI RELAŢIILE DINTRE ELE

Masivul cristalin al Munţilor Bistriţei este constituit din zone longitudinale, cu orientarea generală NV-SE, zone ce corespund marilor structuri plicative, proprii fundamentului. Peste ele se suprapun structurile majore din unitatea superioară (epimetamorfică), vădind astfel formarea lor sub influenţa directă a nucleelor structurale primordiale. În cele ce urmează vom prezenta structurile majore plicative din ambele unităţi, după care vom analiza deranjamentele tectonice ce le afectează.

1. **Structurile plicative.** Principalele zone structurale cu ecou în ambele unităţi metamorfice se succedă de la est spre vest astfel:

a) zona anticlinală de vest;
b) zona sinclinală centrală;
c) zona anticlinală centrală;
d) zona sinclinală de est.

a) *Zona anticlinală de vest* coincide axial cu aliniamentul apusean al şisturilor mezometamorfice şi se urmăreşte prin şisturile fundamentului din sectorul Rusaia—Bretila spre sud, pînă la Şarul Dornei. La nord de Bretila, continuitatea structurii este marcată de şisturile unităţii superioare din valea Şesului. Axul zonei anticlinale se evidenţiază datorită dispoziţiei simetric paralele a principalelor orizonturi de amfibolite din complexul inferior al unităţii mezometamorfice şi prin căderile contrare (spre vest şi est) ale foliaţiei şisturilor (foliaţie de stratificaţie).

Flancul vestic al structurii, după ce schiţează o zonă sinclinală la izvoarele Someşului Mare, se redresează, făcînd legătura fundamentului din Munţii Bistriţei cu cel din Masivul Rodnei, unde anticlinalul de la vf. Ineu [23] se dispune strict paralel cu zona noastră. Flancul de est şi el complicat de cute medii subordonate, se afundă sub formaţiunile epimetamorfice.

b) *Zona sinclinală centrală* este cuprinsă între boltirea apuseană şi cea centrală, fiind pusă în evidenţă prin formaţiunile epimetamorfice simetric dezvoltate. Axul acestei structuri cu caracter de sinclinoriu se urmăreşte din bazinul Ţibăului pe versantul stîng al Bistriţei, între zonele manganifere Puiu (la vest) şi Colacu (la est), pe la obîrşia văii Argestru pînă la Dorna Arin. Alcătuirea stratigrafică a stivei de şisturi din umplutura sinclinalului reflectă ondulaţiile axiale majore ale struc-

[23] I. Rădulescu, Ludmila Rădulescu şi Domniţa Tofan, *Raport asupra prospecţiunilor pentru fier şi neferoase în regiunea vf. Omul—izvoarele Someşului—vf. Ineu (munţii Rodnei)*, Arh. Com. geol., 1964.

turii: o scufundare accentuată în bazinul văii Țibăului, unde are dezvoltare mare complexul superior în facies recifal. Linia de maximă scufundare este situată în zona vf. Iedu; la nord-vest și sud-est de această linie, axul structurii se ridică treptat, ridicare evidențiată prin apariția la zi a complexului median epimetamorfic la izvoarele Țibăului și, respectiv, în valea Bistriței, la Cîrlibaba. Spre sud ridicarea se continuă astfel că de la Ciocănești în aval umplutura zonei sinclinale o constituie formațiunile complexului inferior. După V. Ianovici și C. Ionescu (1966), flancul vestic al zonei sinclinale se dispune de-a lungul unei cordiliere longitudinale de șisturi din fundament, care a funcționat în timpul sedimentării din al doilea ciclu metamorfic. Aici se localizează sernifitele de la baza seriei epimetamorfice.

c) *Zona anticlinală centrală* este compusă din două boltiri cvasiparalele, ale căror axe se depărtează treptat între ele de la sud spre nord. Această zonă coincide la sud-est de valea Bistriței cu aliniamentul central de șisturi mezometamorfice; aici, dispoziția complexelor stratigrafice ale fundamentului marchează clar cele două boltiri anticlinale. Boltirea de vest se urmărește din valea Barnarului pînă în versantul stîng al Bistriței prin nucleele complexului inferior înecate de șisturile complexului superior mezometamorfic. Boltirea de est are același aspect, urmărindu-se din valea Barnarului unde are în ax calcare tremolitice, pînă la Călinești în valea Bistriței, unde e marcată de amfibolitele superioare masivului calcaros amintit; această dispoziție stratigrafică pune în evidență accentuata scufundare axială spre nord-vest a structurii (M. Savul, 1938).

La nord de Bistrița, zona anticlinală se continuă prin cele două boltiri pînă la izvoarele văii Cîrlibaba. Boltirea de vest urmărește interfluviul dintre Moldova și Bistrița, iar cea de est trece pe sub vf. Giumalău și se continuă spre nord-est prin vîrfurile Mănăilă și Obcioara pînă la obîrșia pîrîului Juravlea. Între cele două boltiri anticlinale se schițează un sinclinal strîns, cu șisturi din complexul superior epimetamorfic în ax.

Flancul vestic al zonei anticlinale are caracter normal, pe cînd cel estic este fracturat: la sud de Bistrița apare de-a lungul lui, între două falii profunde cvasiparalele cu structura, complexul gnaiselor de Pietrosu, iar la nord de Zugreni un sistem de falii-solzi îl urmărește pînă în zona Bîtca Rea (Botoș).

d) *Zona sinclinală de est*, constant deversată spre vest, apare între boltirea anticlinală centrală și limita masivului cristalin. Are un pronunțat caracter de sinclinoriu, fracturat pe flancul de est, unde între două sisteme de falii paralele cu structura sînt ridicate la zi șisturile mezometamorfice ale zonei estice. Axul structurii sinclinale se urmărește din bazinul văii Lucava Mare (Moldova-Sulița) spre sud-est, pînă în zona Clifele de la Ostra. La nord de Pojorîta și la sud-est de vf. Rarău, apariția în umplutura sinclinalului a formațiunilor complexului superior epimetamorfic marchează zonele de maximă scufundare axială de la Breaza și, respectiv, vf. Văcăria. Între acestea se situează ridicarea Fundul Moldovei, iar la sud de vf. Văcăria cea de la Leșul Ursului.

Pentru întregul masiv cristalin al Bistriței se remarcă următoarele fapte referitoare la cutare: zonele anticlinale și sinclinale semnalate aparțin fundamentului și erau schițate deja ca atare în soclul mezometamor-

fic, peste care s-a instalat noua arie de sedimentare. În timpul metamorfismului din ciclul al doilea, megastructurile fundamentului au suferit numai o accentuare a cutării şi puternice fracturări direcţionale, cu jocuri pronunţate pe verticală ale compartimentelor. În seria superioară, transgresivă, au luat naştere structuri ce mulează pe cele din fundament, cu atît mai complicate cu cît ne ridicăm în scara stratigrafică.

2. **Structurile disjunctive**, în funcţie de poziţia lor faţă de marile structuri plicative, sînt direcţionale (frecvent cu caracter de încălecare) şi transversale.

a) *Dislocaţiile direcţionale* majore produc mari deplasări pe verticală ale compartimentelor pe care le determină, deplasări combinate uneori cu împingeri laterale cu caracter de încălecare. Dintre acestea se remarcă falia inversă ce limitează la vest zona feldspatizărilor de tip Rarău, prin intermediul căreia şisturile mezometamorfice încalecă spre vest domeniul unităţii superioare din zona sinclinală de est. Ţinînd seama de faptul că de-a lungul ei zona de falie este acoperită transgresiv de depozite triasice în numeroase puncte (Tătarca, Branişte, Clifele), o considerăm formată probabil în timpul orogenezei hercinice. Alte dislocaţii direcţionale cu acelaşi caracter şi de aceeaşi vîrstă sînt cele care afectează structura zonei central-vestice a fundamentului (Şarul Dornei—Coverca, Dorna Arin—Tunzăria şi Barnar în sud, Deaca—Ciocăneşti şi Ţibăoaş în nord). Un caracter deosebit îl au fracturile ce flanchează complexul gnaiselor de Pietrosu; cea de la vest, după cum am arătat, este cu siguranţă anterioară metamorfismului din ciclul al doilea şi are o poziţie ezitantă. Falia de est are înclinare spre nord-est, conformă stilului dislocaţiilor considerate cu probabilitate hercinice.

Mult mai recente se dovedesc dislocaţiile paralele ce afectează direcţional aria şisturilor epimetamorfice între valea Bistriţei (la sud) şi pîrîul Botoşului (la nord). Au fost puse în evidenţă cinci astfel de aliniamente, de-a lungul cărora şisturile epimetamorfice încalecă de la est spre vest formaţiunile mezozoice cruţate de eroziune în interiorul masivului cristalin, astfel:

— aliniamentul Iacobeni—Arşiţa;
— aliniamentul tunel C.F.R.— Mestecăniş—Pîrîul Chilia— pîrîul Argestru;
— aliniamentul pîrîul Botoşel—Delniţa — Colacu — valea Putnei;
— aliniamentul pîrîul Roşu—Giumalău;
— aliniamentul Piatra Albastră — pîrîul Tiniş.

Formaţiunile sedimentare încălecate au fost considerate de Th. Kräutner (1930) ca aparţinînd triasicului pe baza studiilor anterioare ale lui K. Paul (1876) şi V. Uhlig (1907). Th. Kräutner determină poziţia sedimentarului ca fiind normal transgresivă pe cristalin; sedimentarul este limitat întotdeauna spre est de falii, al căror caracter de încălecare a fost stabilit recent de R. Dimitrescu (1960), I. Rădulescu şi Ludmila Rădulescu[24]. Aceste încălecări se produc de-a lungul unor fracturi al căror plan de înclinare

[24] I. Rădulescu şi Ludmila Rădulescu, *op. cit.*, p. 23.

se apropie de orizontală spre sud, încît I. Bercia și colab.[25] au emis ipoteza unor retroșariaje de amploare. Ipoteza este deocamdată insuficient argumentată. În ceea ce privește vîrsta formațiunilor încălecate, ea este incertă. R. Dimitrescu (1960) descrie la Iacobeni deasupra dolomitelor triasice formațiuni grezoase paralelizabile cu doggerul și consideră încălecările ca aparținînd orogenezei kimmerice, dar de curînd I. Stănoiu [26] recunoaște în valea Putnei gresii micacee, pe care le atribuie flișului, fapt care împinge datarea încălecărilor pînă în mezocretacic cel puțin. Menținerea sensului încălecării (de la est spre vest) la toate dislocațiile direcționale pe care le-am descris este în concordanță cu observațiile lui I. Atanasiu (1929) în cristalinul de la Tulgheș, care admite existența unor cutări de stil altaic, adică cu deversare spre vest, pînă în cretacicul mediu inclusiv.

În fazele orogenetice mai noi, sensul mișcărilor diferențiale se schimbă; acum se formează dislocații direcționale înclinate spre vest, cu încălecări de sens contrar stilului altaic, provocînd deversarea structurilor spre est. În această categorie intră dislocațiile marginale estice ale masivului cristalin, ca și dislocația din interiorul cristalinului de la vf. Chițcăul Mare.

b) *Dislocațiile transversale* afectează întreaga structură de șisturi cristaline, producînd deranjamente însemnate și în formațiunile sedimentare acoperitoare. Vîrsta lor nu se poate stabili nici măcar cu aproximație; se pare că sînt falii vechi, reactivate succesiv în toate fazele orogenetice care s-au exercitat în zona carpatică. Principalele zone de dislocare transversală se grupează pe aliniamentele: Șarul Dornei— Rusca— Zugreni— Rarău, Coșna— Ciocănești— Fundul Moldovei, Suhard — valea Deaca— valea Stînii—Breaza, Șanț- Valea Mare — Cîrlibaba — Tătarca și Bîrjaba — Șesuri — Silhoaia — Bahna. În compartimentele cuprinse între aliniamentele menționate se identifică alte numeroase fracturi locale, care fragmentează intens structura intimă a blocului cristalin.

— Aliniamentul Șarul Dornei— Rusca — Zugreni — Rarău constituie limita de nord—vest a zonei centrale de șisturi mezometamorfice (aliniamentul central) și a complexului gnaiselor de Pietrosu. De-a lungul acestei zone tectonice se produce scufundarea accentuată a compartimentului nord-vestic. Pe teren se urmărește relativ ușor prin aparițiile frecvente de filoane microdioritice și gabro-dioritice, care jalonează traseul faliilor.

— Aliniamentul Coșna — Ciocănești — Fundul Moldovei întrerupe continuitatea spre nord-vest a șisturilor mezometamorfice din aliniamentul vestic, determinînd scufundarea compartimentului nord-vestic. Împreună cu precedentul, provoacă scufundarea în trepte a cristalinului, accentuînd astfel afundarea axială a structurii.

— Aliniamentul Suhard — valea Deaca — valea Stînii — Breaza determină cu cel precedent compartimentul cel mai intens frămîntat tectonic. Fracturile din cuprinsul lui produc ridicarea compartimentului

[25] Comunicare la ședința Institutului geologic, februarie 1966.
[26] Comunicare verbală în vara anului 1964.

nordic, în care apar din nou şisturile fundamentului în nucleele de la valea Deaca, vf. Omul şi Rusaia—Bretila.

— Aliniamentul Şanţ—Valea Mare—Cîrlibaba—Tătarca grupează fracturile dintr-o zonă tectonică cu activitate mai recentă decît precedentele. Spre sud-vest el se continuă cu faliile ce limitează masivul cristalin al Rodnei de Munţii Bîrgăului, compartimentul nordic fiind ridicat ca un horst. Spre nord-est de-alungul acestei zone tectonice, se insinuează magmele ultrabazice consolidate în corpurile de peridotite serpentinizate [27] de la Breaza.

— Aliniamentul Bîrjaba—Şesuri—Silhoaia—Bahna produce un joc pe verticala slab: compartimentul de nord-vest este ridicat, accentuîndu-se ridicarea axială a structurii începută din zona de maximă scufundare de la vf. Iedu. În dislocaţiile transversale ale aliniamentului se anulează spre sud-est efectul faliei „Dragoş Vodă" (Th. Kräutner, 1938), care limitează spre nord masivul cristalin al Rodnei de Bazinul Borşei.

Analiza extrem de succintă a deranjamentelor structurale este suficientă pentru ilustrarea stilului tectonic general al masivului cristalin: o structură liniară consecvent paralelă cu direcţia întregii zone est-carpatice (a cărei orientare o determină), segmentată transversal în blocuri tectonice deplasate unul faţă de altul, îndeosebi sub influenţa apelului gravitaţional.

LE CRISTALLIN DE BISTRIŢA

STRATIGRAPHIE ET STRUCTURE DU MASSIF CRISTALLIN DU N DES CARPATES ORIENTALES

RÉSUMÉ

L'ouvrage, qui porte sur le N de la zone cristalline des Carpates orientales, comprise entre le pas de Prislop et la vallée de Barnar, en présente la structure géologique telle qu'elle ressort de l'interprétation unitaire d'un grand nombre de données de terrain et d'études de laboratoire.

L'analyse de la stratigraphie des schistes cristallins relève l'existence de deux unités métamorphiques superposées de manière normale-transgressive, individualisées en ce qui concerne la durée de formation et la constitution stratigraphique. L'unité inférieure, de soubassement, formée au cours d'un premier cycle métamorphique, correspond à la série des schistes mésométamorphiques; l'unité supérieure, résultat de la transformation en schistes épimétamorphiques d'une assise sédimentaire détritique-volcanogène transgressive sur des schistes mésométamorphiques, s'est formée durant le second cycle métamorphique.

L'unité de soubassement permet d'y distinguer deux complexes stratigraphiques: l'un inférieur, dont la constitution relève une prédominance des roches feldspathiques alternant avec d'autres à aluminium (à fréquentes intercalations de calcaires et d'amphibolites), l'autre su-

[27] I. Rădulescu şi Ludmila Rădulescu, *op. cit.*, p. 23.

périeur, qui comporte ordinairement des roches quartzeuses. Le complexe des gneiss porphyroïdes de Pietrosu, ainsi que les gneiss de Rarău occupent une position à part: les deux constituent des blocs tectoniques émergés des profondeurs le long de grandes dislocations directionnelles.

L'unité supérieure est divisée en trois complexes stratigraphiques séparés selon des critères sédimentologiques. Le complexe inférieur (terrigène-manganésifère) — formé d'un horizon basal serniphitique et un autre supérieur manganésifère — qui atteint une épaisseur normale de 1200 m environ. Le complexe médian (volcanogène), épais de 1800 m, inclut une alternance de schistes terrigènes à métatufs et métatuffites acides dont le développement relève une succession normale en partant du complexe inférieur; on y parallélise divers horizons locaux et on y détermine cinq horizons stratigraphiques à valeur régionale. Le complexe supérieur se développe en deux faciès parallèles et synchrones: l'un tufogène-basique, l'autre calcaire-dolomitique récifogène.

La seconde partie de l'ouvrage analyse les principaux aspects structuraux du bloc cristallin; on y suppose une structure géologique complexe, résultat d'une longue évolution.

La formation successive, durant plusieurs cycles métamorphiques indépendants, des deux séries de schistes cristallins est attestée par: l'existence, à la base de l'unité supérieure, de serniphites qui remanient des fragments de roches et minéraux du soubassement, par les relations de transgression existant entre les deux séries cristallines, par la nette discordance entre les faciès du métamorphisme des deux unités, par le développement régional de la zone diaphtorique du cristallin de soubassement et par l'existence de brèches tectoniques (à éléments de schistes du soubassement) métamorphisées dans les conditions générales de l'unité épimétamorphique. La diversité d'intensité des transformations produites pendant les deux cycles métamorphiques apparaît comme une conséquence du changement des conditions planétaires d'évolution lithogénique et non comme une suite de la position géométrique des assises de roches prémétamorphiques.

Dans les schistes cristallins nous avons décrit et localisé quatre zones structurales majeures (dont deux anticlinales et deux synclinales), disposées en parallèle, zones propres aux deux unités métamorphiques affectées par des ruptures durant les phases orogéniques ultérieures.

Les déformations rupturales de la structure plicative synmétamorphique apparaissent mentionnées en rapport avec leur position vis-à-vis de celle-ci. On y distingue des dislocations directionnelles, qui présentent fréquemment un caractère de chevauchement et des dislocations transversales de cisaillement, beaucoup plus récentes. Les structures disjonctives directionnelles antécrétacées présentent une vergence occidentale constante (conformément au style altaïque), alors que celles plus récentes présentent des vergences orientales propres au style alpin de déformation.

Nous en avons donc conclu de la structure linéaire du bloc cristallin constamment parallèle à la direction de toute la zone est-carpatique (dont l'orientation est déterminante), segmentée transversalement en blocs tectoniques déplacés l'un vis-à-vis de l'autre sous l'influence, surtout, de la gravitation.

BIBLIOGRAFIE

ATANASIU I. (1929), *Cercetări geologice în împrejurimile Tulgheşului*, An. Inst. geol. Rom., **XIII**.

ATHANASIU S. (1899), *Geologische Beobachtungen in den Nord-Moldawischen Ostkarpathen*, Jahresb. d. k. k. geol. R. A., Viena.

BUŢUREANU V. C. (1920), *Masivul cristalin de la Broşteni*, Anal. Acad. Rom., Mem. Secţ. şt. seria a II-a, **XXXVIII** (1915—1916).

CODARCEA-DESSILA MARCELA, BERCIA I., KRÄUTNER H. şi MUREŞAN M. (1964), *Cercetări structurale şi stratigrafice în cristalinul Bistriţei (reg. Bîrnărel—Holdiţa)*, D. S. Com. geol., **L** (1962—1963) *2*.

COSMA S. şi PELTZ S. (1962), *Cercetări geologice, în regiunea Păltiniş—Drăgoiasa (Munţii Bistriţei)*, D. S. Com. geol., **XLVII** (1959—1960).

DIMITRESCU R. (1960), *Observaţiuni privind depozitele mezozoice şi tectonica regiunii Iacobeni*, S. S. N. G., Comunicări de geol. geogr., **I** (1957—1959), Bucureşti.

— (1964), *Asupra existenţei unor vergenţe îndreptate spre interiorul arcului Carpaţilor Orientali*, D. S. Com. geol., **L** (1962—1963), *1*.

— (1965), *Notă asupra structurii cristalinului din regiunea Iacobeni*, D. S. Com. geol., **LI** (1963—1964), **1**.

IANOVICI V. (1956), *Sur les gisements de minerai de manganèse de la Roumanie*, Symposium sur les gisements de minerai de manganèse, Trav. du XXe Congr. Intern. Géol., Mexico.

IANOVICI V. şi IONESCU C. (1966), *Structura şi stratigrafia şisturilor cristaline din regiunea izvoarele Ţibăului —Valea Coşna (Carpaţii Orientali)*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **XI**, *1*.

IONESCU C. (1962), *Cercetări geologice şi petrografice în regiunea Cîrlibaba-Ciocăneşti-Iacobeni*, D. S. Com. geol., **XLVII** (1959—1960).

KRÄUTNER H. (1965), *Consideraţii genetice asupra zăcămintelor de sulfuri complexe din cristalinul Carpaţilor Orientali*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **X**, *1*.

KRÄUTNER TH. (1929), *Cercetări geologice în cuveta marginală mezozoică a Bucovinei, cu privire specială la regiunea Rarău*, An. Inst. geol. Rom., **XIV**.

— (1930), *Geologia regiunii cursului inferior al Bistriţei Aurii, văilor Ţibăului şi Cîrlibabei*, D. S. Com. geol. Rom., **XV** (1926—1927).

— (1938), *Das kristalline Masiv von Rodna (Ostkarpaten)*, An. Inst. geol. Rom., **XIX**.

MOGILNICKI R. V., (1917), *Manganerzlagerstätten der südlichen Bukowina*, Berg. u. Hüttenmänn. Jahrb., Viena, *1*.

PAUL K. (1876), *Gründzüge der Geologie der Bukowina*, Jahresb. d. k. k. geol. R. A., Viena, **XXVI**.

PETRULIAN N., STECLACI LIVIA, SANDU D. şi OROVEANU FLORICA (1966), *Consideraţii geochimice asupra zăcămîntului polimetalic de la Leşul Ursului (Carpaţii Orientali)*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **XI**, *2*.

PITULEA G. (1965), *Studiul stratigrafic şi structural al cristalinului epimetamorfic din regiunea Gemenea-Ostra*, D. S. Com. geol., **LI** (1963—1964), *1*.

QUIRING H. (1922), *Die Manganerzvorkommen in den kristallinen Schieffern der Bukowinischen Waldkarpaten*, Arch. f. Lagerstättenforschung, Berlin, **30**.

RĂDULESCU D. (1962), *Contribuţii la cunoaşterea mineralelor din zăcămintele de mangan din Moldova de nord*, D. S., Com. geol., **XLVII** (1955—1956).

RĂDULESCU I. (1967), *Conglomeratele metamorfozate de la baza seriei epimetamorfice din Carpaţii Orientali. Poziţia şi semnificaţia lor geologică*. St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **XII**, **2**.

REINHARDT M. şi ATANASIU I. (1927), *Geologische Beobachtungen über die kristallinen Schiefer der Ostkarpaten*, An. Inst. geol. Rom., **XII**.

SAVUL M. (1927), *Gisements de manganèse de la région de Şarul Dornei*, Ann. Inst. géol. Roum., **XII**.

— (1938), *Le Cristallin de Bistriţa*, Ann. Sci. Univ. Jassy, **XXIV**, part. II, *1*.

— (1954), *Cercetări geologice în regiunea Cîrlibaba (Bucovina)*, D. S. Com. geol., **XXXVIII** (1950—1951).

SAVUL M. şi IANOVICI V. (1957), *Chimismul şi originea rocilor cu mangan din Cristalinul Bistriţei*, St. cerc. geol., **II**, *1*.

Savul M. și Mastacan Gh. (1940), *Contribution à la connaissance des schistes cristallins de Bucovina*, Ann. Sci. Univ. Jassy, série II, **XXVI**, *2*.
— (1952), *Contribuții la cunoașterea gnaiselor porfiroide din Carpații Orientali*, Acad. R.P.R., Bul. științ., **IV**, *2*.
— (1959), *Rocile cu magnetit de la Iacobeni (regiunea Suceava)*, D. S., Com. geol., **XLII** (1954—1955).
Uhlig V. (1907), *Über die Tektonik der Karpathen*, Sb. k. Akad. Wiss. Naturw. **Kl**. Viena, **116**.
Walter B. (1886), *Die Erzlagerstätten der südlichen Bukowina*, Jahresb. d.k.k. geol. R. A., Viena, **IV**.
Zepharowicz V. V. (1854), *Mitteilungen über den Bergwerksdistrikt der Bukowina*, Jahresb. d.k.k. Geol. R. A., Viena, **V**.

Primit în redacție la 1 martie 1967

Comitetul de Stat al Geologiei.
București

REPARTIȚIA LOGNORMALĂ ÎN GEOLOGIE

DE

V. IANOVICI

MEMBRU CORESPONDENT AL ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

D. ZORILESCU și AL. DIMITRIU

55(05)

Uneori se observă în activitatea geologilor ideea greșită că stabilirea valorii reprezentative a oricărui șir de măsurători se obține prin calcularea mediei aritmetice. Se admite această practică ca un fapt firesc, a cărui demonstrație este considerată de prisos, la fel de banală ca pentru $1 + 1 = 2$. Greșeala izvorăște tocmai din ignorarea adevărului că oricare dintre metodele științelor matematice are o fundamentare riguroasă și că aplicarea lor corectă nu se poate realiza decît respectîndu-se condițiile impuse la fundamentarea, la construcția acestora.

Calculul valorii medii prin metoda mediei aritmetice este just, după cum prevede statistica matematică, căreia îi aparține această metodă, pentru acele caracteristici cu o anumită proprietate statistică, și anume pentru cele care au distribuția descrisă de legea normalității (legea Gauss — Laplace). Valoarea medie constituie estimația cea mai precisă a valorii reale („speranța matematică") a oricărei caracteristici și, pentru a avea această calitate, ea trebuie calculată în conformitate cu legea de distribuție a caracteristicii cercetate.

Lucrarea a fost sugerată de necesitatea corectării greșelii practicate la determinarea valorii medii, ca de altfel și în cazul altor indicatori (dispersia, gradul de variație, coeficientul de corelație etc.), atribuindu-se metodelor de calcul o utilizare universală. Considerînd că depistarea tipului de distribuție normală și calculul corespunzător al mediei și al celorlalți indicatori au fost dezbătute suficient în literatura geologică din țară (V. Ianovici și Al. Dimitriu, 1965, 1966 *a*

St. și cerc. de geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 14, nr. 1, p. 41–61, București, 1969

şi *b*, 1967 *a* şi *b*; D. Zorilescu, 1967 şi 1968[1] *a*, *b* şi *c*; D. Zorilescu şi colab., 1967), ne vom referi exclusiv la distribuţia lognormală, la fel de des întîlnită în cercetările geologice şi miniere ca şi distribuţia normală, urmînd ca în viitor să ne ocupăm de distribuţiile binomială, Poisson etc.

Metodele prezentate au fost selecţionate din diferite lucrări monografice de matematică (H. Cramer, 1946; O. Onicescu şi Gh. Mihoc, 1958; Gh. Mihoc şi V. Urseanu, 1962; N. Rancu şi L. Tövissi, 1963; Gh. Mihoc şi D. Firescu, 1966; M. Iosifescu şi colab., 1966) sau de geologie (R. Murard, 1960; G. Matheron, 1962; L. Miler şi colab., 1962; V. V. Bogaţki, 1963; D. A. Rodianov, 1964; I. P. Saropov, 1968) şi din numeroase studii, menţionate în text, pe care autorii le-au utilizat de-a lungul anilor. Aplicarea metodelor este ilustrată prin cercetarea unui zăcămînt auro-argentifer.

1. LEGEA DE REPARTIŢIE LOGNORMALĂ ŞI PARAMETRII REPARTIŢIEI

O variabilă aleatoare x urmează o lege de repartiţie lognormală dacă variabila $ln.x$ urmează o lege normală.

Densitatea de repartiţie a variabilei aleatoare x repartizată lognormal este:

$$f(x) = \frac{1}{\sigma_{ln\,x} \cdot x \cdot \sqrt{2\pi}} e^{\frac{(ln\,x - ln\,\gamma)^2}{2\sigma^2_{ln\,x}}},$$

unde $\mu = ln\,\gamma$ şi $\sigma^2_{ln\,x}$ sînt media şi dispersia variabilei aleatoare $y = ln\,x$.

Valoarea γ este mediana şi media geometrică a variabilei aleatoare x.

Observaţie. Mediana γ a conţinuturilor x este, prin urmare, un conţinut pentru care numărul de eşantioane caracterizate de conţinuturi mai slabe decît γ ($x < \gamma$) este acelaşi cu numărul de eşantioane cu conţinuturi mai mari decît γ ($x > \gamma$).

Verificarea concordanţei distribuţiei variabilei aleatoare $y = ln\,x$ cu legea normală se obţine calitativ cu ajutorul testului bazat pe utilizarea dreptei lui Henry, iar cantitativ prin utilizarea testelor de concordanţă χ^2 şi Kolmogorov sau cu ajutorul unor teste bazate pe asimetrie şi exces. Astfel de verificări practice au fost efectuate de autori în lucrările notate la bibliografie.

Parametrii repartiţiei lognormale se află cu ajutorul momentelor de diverse ordine ale variabilei aleatoare $x = e^y$, în funcţie de parametrii distribuţiei normale a variabilei aleatoare $y = ln\,x$.

În tabelul nr. 1 sînt figuraţi parametrii mai importanţi, utilizaţi în cercetările geologice, precum şi intervalele lor de încredere.

Deoarece în mod obişnuit se lucrează cu logaritmi zecimali, am transformat în mod corespunzător logaritmii naturali, încît formulele pot fi utilizate pentru logaritmii în baza zece.

[1] *Repartiţii statistice frecvent întîlnite în geologie. Estimarea conţinuturilor medii de elemente utile*, Arh. I.P.L., 1968.

Tabelul nr. 1

Parametrii repartiției lognormale a variabilei aleatoare x

Nr. crt.	Denumirea parametrului	Formula de calcul	Intervalul de încredere pentru pragul de semnificație $q = 0{,}05$ $(tq = 1{,}96)$
1	Media lui x	$m = e^{a \log \gamma + \frac{a^2 \sigma^2_{\log x}}{2}}$	$m_{1,2} = \text{antilog} \left[\log \gamma + \frac{a \sigma^2_{\log x}}{2} \pm 1{,}96 \frac{\sigma_{\log x}}{\sqrt{n}} \right]$
2	Dispersia lui x	$\sigma^2_x = m^2 \, (e^{a^2 \sigma^2_{\log x}} - 1)$	$\sigma^2_{x1,2} = m^2_{1,2} \, (e^{a^2 \sigma^2_{\log x}} - 1)$
3	Modulul	$M_0 = e^{a \log \gamma - a^2 \sigma^2_{\log x}}$	$(M_0)_{1,2} = \text{antilog} \left[\log \gamma - a \sigma^2_{\log x} \mp 1{,}96 \frac{\sigma_{\log x}}{\sqrt{n}} \right]$
4	Asimetria	$A = \frac{\sigma_x}{m} \left(3 + \frac{\sigma^2_x}{m^2} \right)$	—
5	Coeficientul de variație	$V_x = (e^{a^2 \sigma^2_{\log x}} - 1)^{1/2}$	—

Observații: $a = \dfrac{1}{\log e} = 2{,}3025$; $\log \gamma = \dfrac{\sum_{i=1}^{n} \log x_i}{n}$; $\sigma^2_{\log x} = \dfrac{\sum_{i=1}^{n} (\log x_i - \log \gamma)^2}{n - 1}$

Relații între parametri:

$$A = V_x (3 + V_x^2); \quad m = M_0 \, e^{\frac{3}{2} a^2 \sigma^2_{\log x}}$$

Pentru calcule este util să se folosească formulele logaritmate:

1. $\log m = \log \gamma + \frac{a\,\sigma^2_{\log x}}{2}$

2. $\log \sigma_x = \log m + \frac{1}{2} \log (e^{a^2 \sigma^2_{\log x}} - 1)$

3. $\log M_0 = \log \gamma - a\,\sigma^2_{\log x}$.

Observaţie. În cazul problemelor geologice, dacă conţinuturile sînt determinate pe probe recoltate sub formă de brazdă de lungimi egale cu grosimile h ale zonei mineralizate, atunci valoarea medie a conţinuturilor trebuie calculată ponderat.

Presupunînd că grosimile h se repartizează lognormal, ca şi conţinuturile x, atunci:

— estimatorul lognormal al grosimii medii va fi

$$m_h = \gamma_h \cdot e^{\frac{\sigma^2_h}{2}} \quad \text{pentru logaritmii naturali}$$

şi

$$m_h = \gamma_h\, e^{\frac{a^2\sigma^2_h}{2}} \quad \text{pentru logaritmii zecimali}$$

— estimatorul lognormal al valorii medii al acumulărilor hx va fi

$$m_{hx} = \gamma_{hx}\, e^{\frac{\sigma^2_{hx}}{2}} \quad \text{pentru logaritmii naturali}$$

şi

$$m_{hx} = \gamma_{hx}\, e^{\frac{a^2\sigma^2_{hx}}{2}} \quad \text{pentru logaritmii zecimali.}$$

În această situaţie, estimatorul lognormal corect al conţinutului mediu va fi

$$m_x = \frac{m_{hx}}{m_h},$$

2. ANALIZA DISPERSIONALĂ A VARIABILELOR LOGNORMALE

Fie x şi y două variabile aleatoare lognormale şi (x_i), (y_i) selecţii de volum N_1 şi, respectiv, N_2.

Ne propunem să verificăm ipoteza că mediile şi dispersiile reale ale repartiţiilor variabilelor aleatoare x şi y sînt egale, adică ne propunem să verificăm ipotezele:

$$H: m_1 = m_2$$

$$H: \sigma_1 = \sigma_2$$

Răspunsul la această problemă poate fi dat utilizînd metoda analizei dispersionale dezvoltată de F i s h e r. La baza analizei dispersionale stă așa-numitul test „F".

Cum testul F se aplică pentru variabile aleatoare independente și repartizate normal, vom aplica acest test variabilelor $\log x$ și $\log y$, care aparțin claselor $N(\log \gamma_x;\ \sigma_{\log x})$ și, respectiv, $N(\log \gamma_y;\ \sigma_{\log y})$.

Dacă notăm prin $\overline{\log x}$; $\overline{\log y}$; $S^2_{\log x}$; $S^2_{\log y}$ mediile și dispersiile de selecție și considerăm ca adevărată ipoteza

$$H_0: \sigma_{\log x} = \sigma_{\log y},$$

atunci

$$F = \frac{S^2_{\log x}}{S^2_{\log y}} \text{ dacă } S_{\log x} > S_{\log y};$$

urmează o repartiție Snedecor, cu $f_1 = N_1 - 1$ și $f_2 = N_2 - 1$ grade de libertate, adică aparține clasei $S\ (N_1 - 1;\ N_2 - 1)$.

Testul F constă în compararea valorii F cu o valoare tabelată $F_{q;\, f_1;\, f_2}$, avînd pragul de semnificație q și gradele de libertate f_1 și f_2.

Dacă

$$\frac{S^2_{\log x}}{S^2_{\log y}} < F_{q;\, f_1;\, f_2},$$

atunci ipoteza H_0: $\sigma_{\log x} = \sigma_{\log y}$ trebuie acceptată cu nivelul de semnificație q, adică cu probabilitatea $P = 1 - q$

Pentru verificarea ipotezei H_0: $\log \gamma_x = \log \gamma_y$, se folosește variabila aleatoare:

$$t = \frac{\overline{\log x} - \overline{\log y}}{\left(\sqrt{\frac{1}{N_1} + \frac{1}{N_2}}\right) q_2},$$

unde

$$\overline{\log x} = \frac{\sum_{i=1}^{N_1} \log x_i}{N_1};\quad \overline{\log y} = \frac{\sum_{i=1}^{N_2} \log y_i}{N_2},$$

iar

$$q_2^2 = \frac{S^2_{\log x} + S^2_{\log y}}{2},$$

Variabila aleatoare (t), dacă ipoteza făcută este adevărată, urmează o repartiție Student cu $N_1 + N_2 - 2$ grade de libertate, deci va aparține clasei $S\ (N_1 + N_2 - 2)$.

Valoarea (t) se compară cu o valoare tabelată $t_{q,\, f}$, pentru pragul de semnificație q și numărul gradelor de libertate $f = N_1 + N_2 - 2$.

Dacă $t < t_{q,\, f}$, atunci se acceptă ipoteza H_0: $\log \gamma_x = \log \gamma_y$, cu pragul de semnificație q.

Acest test se numește „testul Student".

Dacă aceste două ipoteze sînt verificate pentru variabilele aleatoare normale log x şi log y, atunci, utilizînd relaţiile notate în tabelul nr. 1, care dau mediile şi dispersiile variabilelor lognormale x şi y, vom avea satisfăcute şi ipotezele:

$$H_0: m_x = m_y$$

$$H_0: \sigma_x = \sigma_y .$$

Pentru valorile $F_{q,\, f_1,\, f_2}$ şi t_q există tabele într-o serie de cărţi de statistică matematică (N. R a n c u şi L. T ö v i s s i, 1963; M. I o s i f e s c u şi colab., 1966; G. M i h o c şi V. U r s e a n u, 1966).

În geologie, acest criteriu poate fi utilizat la compararea a două zăcăminte, orizonturi sau lentile, precum şi la compararea a două metode de laborator, probare etc.

3. CORELAŢIA ŞI REGRESIA VARIABILELOR ALEATOARE LOGNORMALE

Se defineşte drept coeficient de corelaţie de selecţie al variabilelor aleatoare lognormale x şi y valoarea dată de expresia

$$r = \frac{\sum\limits_{x,y} (\log x - \log \gamma_x)(\log y - \log \gamma_y)}{n \cdot \sigma_{\log x} \cdot \sigma_{\log y}} .$$

Uneori se propune folosirea unei formule aproximative dată de G. M a t h e r o n (1962).

Se construieşte norul de corelaţie în coordonate bilogaritmice.

Prin punctul de coordonate egale cu valorile medii aritmetice $\overline{\log x}$ şi $\overline{\log y}$ ale variabilelor log x şi log y se duc două drepte paralele cu axele de coordonate.

Dacă:

N_1 = numărul de puncte pentru care ($\log x > \overline{\log x}$; $\log y > \overline{\log y}$) şi ($\log x < \overline{\log x}$; $\log y < \overline{\log y}$),

N_2 = numărul de puncte pentru care ($\log x > \overline{\log x}$; $\log y < \overline{\log y}$) şi ($\log x < \overline{\log x}$; $\log y > \overline{\log y}$),

formula aproximativă pentru calculul coeficientului de corelaţie va fi:

$$r = \sin\left[\frac{\pi}{2} \cdot \frac{N_1 - N_2}{N_1 + N_2}\right],$$

Se pot verifica ipoteze asupra coeficientului real de corelaţie H_0: $\rho = \rho_0$.

Testul pentru verificarea acestei ipoteze se bazează pe transformarea lui F i s h e r:

$$z = \frac{1}{2} ln \frac{1 + r}{1 - r}.$$

Dacă:

$$\left(z - \frac{1}{2} ln \frac{1 + \rho_0}{1 - \rho_0}\right) \sqrt{n-3} < t_q,$$

unde t_q este o valoare tabelată în tabelul repartiției normale $N(0,1)$ pentru pragul de semnificație q, atunci se va accepta ipoteza $H: \rho = \rho_0$. În caz contrar, ipoteza H_0 se va respinge.

De asemenea se determină un interval de încredere pentru coeficientul real de corelație.

Pentru un prag de semnificație q dat, se calculează următoarele limite de încredere:

$$r \pm t_q \frac{1 - r^2}{\sqrt{n-1}}.$$

De asemenea, pentru verificarea autenticității coeficientului empiric de corelație, în cazul selecțiilor de volum mic se mai poate utiliza un test bazat pe variabila:

$$t = \frac{|r|}{\sqrt{1-r^2}} \sqrt{n-2},$$

care urmează o repartiție Student cu $f = n - 2$ grade de libertate.

Pentru $t > t_{q,f}$ se admite ca semnificativă corelația dintre x și y.

Dacă $\rho = 0$, variabilele se zic necorelate.

Dacă $\rho = \pm 1$, atunci variabilele $\log x$ și $\log y$ sînt legate liniar, dreapta de legătură fiind:

$$\log y - \log \gamma_y = \frac{\sigma_{\log y}}{\sigma_{\log x}} (\log x - \log \gamma_x)$$

sau

$$\log y = \log \gamma_y \left(\frac{x}{\gamma_x}\right)^{\frac{\sigma_{\log y}}{\sigma_{\log x}}}.$$

De aici se găsește:

$$y = \gamma_y \left(\frac{x}{\gamma_x}\right)^{\frac{\sigma_{\log y}}{\sigma_{\log x}}}.$$

Dacă $\rho \neq 0$ și $\rho \neq \pm 1$, atunci corelația nu este liniară și trebuie studiată regresia variabilelor.

Se numește regresie a variabilei $\log y$ asupra variabilei $\log x$ valoarea medie a lui $\log y$ cînd $\log x$ ia o valoare fixată $\log x_0$, adică:

$$M(\log y / x = x_0) = \log \gamma_y + r \frac{\sigma_{\log y}}{\sigma_{\log x}} \log \frac{x}{\gamma_x} = \log \gamma_y \left(\frac{x}{\gamma_x}\right)^{r \frac{\sigma_{\log y}}{\sigma_{\log x}}},$$

Varianţa variabilei $\log y$ pentru $x = x_0$ fixat va fi:

$$D^2(\log y/x = x_0) = \sigma^2_{\log y}(1 - r^2).$$

Cum $M(\log y/x = x_0)$ şi $D^2(\log y/x = x_0)$ sînt media şi varianţa unei variabile normale $\log y$ pentru $x = x_0$ fixat, atunci valoarea medie a variabilei lognormale y condiţionată de $x(x = x_0)$ este dată de expresia:

$$M(y/x = x_0) = \gamma_y \left(\frac{x}{\gamma_x}\right)^{r\frac{\sigma_{\log y}}{\sigma_{\log x}}} e^{\frac{\sigma^2_{\log y}(1-r^2)}{2}}.$$

În mod corespunzător:

$$M(x/y = y_0) = \gamma_x \left(\frac{y}{\gamma_y}\right)^{r\frac{\sigma_{\log x}}{\sigma_{\log y}}} e^{\frac{\sigma^2_{\log x}(1-r^2)}{2}}.$$

Înainte însă de a scrie relaţiile de regresie pentru $\log y$ şi $\log x$ trebuie verificată liniaritatea acestor regresii.

Pentru aceasta se calculează mai întîi rapoartele de corelaţie:

$$\eta_{\log y/\log x} \text{ şi } \eta_{\log x/\log y}.$$

O condiţie necesară şi suficientă ca regresiile să fie liniare este:

$$\eta_{\log y/\log x} = \eta_{\log x/\log y} = |\rho|.$$

Practic, ipoteza liniarităţii se acceptă dacă intervalul de încredere pentru ρ acoperă valorile rapoartelor de corelaţie.

De asemenea, ipoteza liniarităţii regresiilor se poate verifica şi cu ajutorul funcţiilor:

$$F_{\log x/\log y} = \frac{(N - m)(\eta^2_{\log x/\log y} - r^2)}{(m - 2)(1 - \eta^2_{\log x/\log y})}$$

pentru regresia lui $\log x$ în raport cu $\log y$ şi:

$$F_{\log y/\log x} = \frac{(N - n)(\eta^2_{\log x/\log y} - r^2)}{(n - 2)(1 - \eta^2_{\log x/\log y})}$$

pentru regresia lui $\log y$ în raport cu $\log x$.

Aici N reprezintă numărul perechilor de valori observate, n — numărul de valori pe care le ia variabila $\log x$ (numărul coloanelor din tabelul de corelaţie), iar m — numărul de valori pe care le ia $\log y$ (numărul rîndurilor din tabelul de corelaţie).

Valorile $F_{\log x/\log y}$ şi $F_{\log y/\log x}$ se compară cu valorile tabelate $F_{(m, N, P)}$ şi $F_{(n, N, P)}$ corespunzătoare gradelor de libertate n sau m şi N şi nivelului de semnificaţie q, adică probabilităţii $P = 1 - q$.

Dacă:

$$F_{\log x/\log y} < F_{(m, N, P)}$$

şi

$$F_{\log y/\log x} < F_{(n, N, P)},$$

atunci se acceptă ipoteza liniarității liniilor de regresie cu pragul de semnificație q.

După determinarea relațiilor de regresie se pot calcula zonele de regresie corespunzătoare.

De exemplu, dacă se consideră regresia variabilei aleatoare lognormale x în raport cu variabila lognormală y și se calculează cu această relație valorile medii ale variabilei x, pentru valorile experimentale ale lui y se obține:

$$\tilde{x}_i = \gamma_x \left(\frac{y_i}{\gamma_y}\right)^{r\frac{\sigma_{\log x}}{\sigma_{\log y}}} e^{\frac{\sigma^2_{\log x}(1-r^2)}{2}}.$$

Se calculează suma pătratelor abaterilor valorilor de selecție x față de valorile calculate $\tilde{x}_i$, adică:

$$S = \sum (x_i - \tilde{x}_i)^2$$

și deci varianța:

$$s^2 = \frac{S}{n - c}$$

unde c reprezintă numărul de parametri estimați (în cazul nostru $c = 3$).

Valoarea $v = n - c$ reprezintă numărul gradelor de libertate ale repartiției dispersiei.

În acest caz, zona de regresie pentru valorile variabilei x va fi:

$$\tilde{x} = \gamma_x \left(\frac{y}{\gamma_y}\right)^{r\frac{\sigma_{\log x}}{\sigma_{\log y}}} e^{\frac{\sigma^2_{\log x}(1-r^2)}{2}} \pm t_v s,$$

iar zona de regresie pentru valoarea medie a lui x va fi:

$$\tilde{x} = \gamma_x \left(\frac{y}{\gamma_y}\right)^{r\frac{\sigma_{\log x}}{\sigma_{\log y}}} e^{\frac{\sigma^2_{\log x}(1-r^2)}{2}} \pm t_v \frac{s}{\sqrt{n}},$$

unde t este o valoare luată din tabela repartiției Student, corespunzătoare numărului v și pragului de semnificație q. Aceste relații definesc zone de regresie care cu probabilitatea $P = 1 - q$ acoperă valorile medii reale ale variabilei lognormale x, corespunzătoare unei valori date a variabilei lognormale y ($y = y_0$).

Cum, în general, v este foarte mare în geologie (practic $v > 30$), în loc de t_v se poate folosi valoarea corespunzătoare repartiției normale (de exemplu, pentru $P = 0{,}95$ vom avea $t_v = 1{,}96$).

4. CERCETAREA UNUI ZĂCĂMÎNT AURO-ARGENTIFER

(EXEMPLE DE CALCUL)

Datele primare, reprezentînd conținuturile de Ag și Au în 232 de probe, au fost mai întîi centralizate în clase egal logaritmice, stabilindu-se astfel distribuția empirică (log x_i, n_i) a Au și Ag în zăcămînt (tabelele nr. 2 și 3). Apoi s-a verificat concordanța distribuțiilor empirice

Tabelul nr. 2

Foaie de calcul

Zăcămîntul: auro-argentifer
Obiectul de studiu: aur

Intervalul	%	f_i cumulat	f_i	n_i Interv. grupate	n_i ajust.	n_i	x_i	log x_i	$n_i \log x_i$	$n_i (\log x_i)^2$
0,1										
0,126	2,15	0,0215	0,0215	5		5	0,1	−1	−5,0	5,00
0,158							0,126	−0,9		
0,199							0,158	−0,8		
0,251	7,75	0,0775	0,0560	13		8	0,199	−0,7	−5,6	3,92
0,316						5	0,251	−0,6	−3,0	1,80
0,398							0,316	−0,5		
0,501	17,75	0,1775	0,1000	23		15	0,398	−0,4	−6,0	2,40
0,631						8	0,501	−0,3	−2,4	0,72
0,794						7	0,631	−0,2	−1,4	0,28
1,000	40,75	0,4075	0,2300	53		13	0,794	−0,1	−1,3	0,13
1,26						33	1,000	0		
1,58						16	1,26	0,1	1,6	0,16
1,99	64,85	0,6485	0,2410	56		18	1,58	0,2	3,6	2,24
2,51						22	1,99	0,3	6,6	1,98
3,16						17	2,51	0,4	6,8	2,72
3,98	83,85	0,8385	0,1900	44		11	3,16	0,5	5,5	2,75
5,01						16	3,98	0,6	9,6	5,76
6,31						13	5,01	0,7	9,1	6,37
7,94	93,85	0,9385	0,1000	23		6	6,31	0,8	4,8	3,84
10,00						4	7,94	0,9	3,6	3,24
12,60						2	10,00	1,0	2,0	2,00
15,85	96,85	0,9685	0,0300	7		4	12,60	1,1	4,4	4,84
20,00						1	15,80	1,2	1,2	1,44
25,10						5	19,9	1,3	6,5	8,45
31,60	99,05	0,9905	0,0220	6		1	25,1	1,4	1,4	1,96
39,80							31,6	1,5		
50,10	99,95	0,9995	0,0090	2		2	39,8	1,6	3,2	5,12
63,10							50,1	1,7		
79,40							63,1	1,8		
100,00							79,4	1,9		
							100,0	2,0		
					Σ	232			45,2	67,12

Tabelul nr. 3

Foaie de calcul

Zăcămîntul: auro-argintifer

Obiectul de studiu: argint

Intervalul		%	f_i cumulat	f_i	n_i	x_i	log x_i	$n_i \log x_i$	$n_i (\log x_i)^2$
0,158						0,08	−1,1		
0,316						0,158	−0,8		
0,631						0,316	−0,5		
1,26						0,631	−0,2		
2,51		1,72	0,0172	0,0172	4	1,26	0,1	0,4	0,04
5,01		6,89	0,0689	0,0517	12	2,51	0,4	4,8	1,92
10,00		38,79	0,3879	0,3190	74	5,01	0,7	51,8	36,26
19,9		75,86	0,7586	0,3707	86	10,00	1,0	86,0	86,00
39,8		87,93	0,8793	0,1207	28	19,9	1,3	36,4	47,32
79,4		94,35	0,9435	0,0642	15	39,8	1,6	24,0	38,40
158		97,80	0,9780	0,0345	8	79,4	1,9	15,2	28,88
316		99,10	0,9910	0,0130	3	158	2,2	6,6	14,52
631		99,53	0,9953	0,0043	1	316	2,5	2,5	6,25
1000		99,96	0,9996	0,0043	1	631	2,8	2,8	7,84
				Σ	232			230,7	267,43

atît prin notarea pe hîrtie de probabilitate a frecvențelor cumulate F_i % (metoda grafică — dreapta lui Henry), cît și cu ajutorul metodei lui Kolmogorov și χ^2 (fig. 1 și 2). Valorile parametrilor distribuției Au și Ag, calculate cu ajutorul formulelor date în tabelul nr. 1, sînt figurate în tabelul nr. 4.

Un aport deosebit în calculul valorilor parametrilor poate să-l aibă utilizarea unor formulare („foi de calcul") avînd ca model tabelele nr. 2 sau 3.

În foile de calcul sînt trecute intervalele logaritmice de lungimi egale, precum și intervalele nelogaritmice corespunzătoare.

Calculele se efectuează conform capului foii de calcul.

În cazul prelucrării datelor geologice (conținuturile probelor de minereu), frecvențele absolute se determină fie fără efectuarea unor ponderi dacă probele au fost recoltate în rețele regulate, fie ponderat cu lungimea, suprafața sau volumul corespunzător de influență.

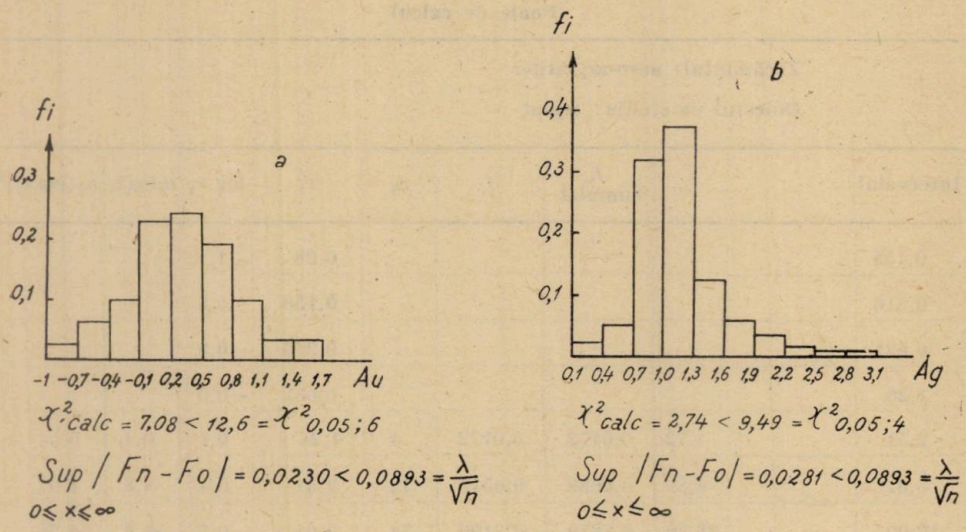


Fig. 1. — Histogramele de frecvenţă a conţinuturilor de aur (*a*) şi argint (*b*). Rezultatele verificării lognormalităţii prin metoda Kolmogorov şi metoda χ^2

Tabelul nr. 4

Parametrii repartiţiilor aurului şi argintului

Denumirea		Aur		Argint	
Mediana γ		1,75		13,8	
Varianţa $\sigma_{\ln x}$		1,153		0,944	
Media m		3,45		21,80	
Varianţa σ_x		5,77		26,25	
Asimetria A		9,70		5,33	
Coeficientul de variaţie V_x		167,2		120,00	
Modulul	M_0	0,46		5,63	
Intervalul de încredere pentru $q = 0,05$	$\log \gamma$	0,18014;	0,30950	1,11147;	1,19731
	γ	1,50;	2,05	12,93;	15,76
	$\log m$	0,46912;	0,59848	1,30517;	1,39101
	m	2,95;	3,95	20,20;	24,61

Se mai poate introduce în foaia de calcul o rubrică (n_i ajustat) pentru cazurile în care histograma ar indica fluctuații accidentale și ar fi necesară o ajustare în scopul obținerii caracterului general al repartiției.

Se poate propune ca metodă de ajustare medierea simplă a grupurilor de cinci date succesive.

De exemplu, dacă n_i ($i = 1, 2, \ldots, p$) sînt datele inițiale, atunci datele obținute după ajustare n_i' ($i = 1, 2, \ldots, p$) se obțin cu ajutorul relației:

$$n_i' = \frac{n_{i-2} + n_{i-1} + n_i + n_{i+1} + n_{i+2}}{5}$$

cu:

$$n_1' = n_1; \quad n_2' = n_2; \quad n_{p-1}' = n_{p-1}; \quad n_p' = n_p.$$

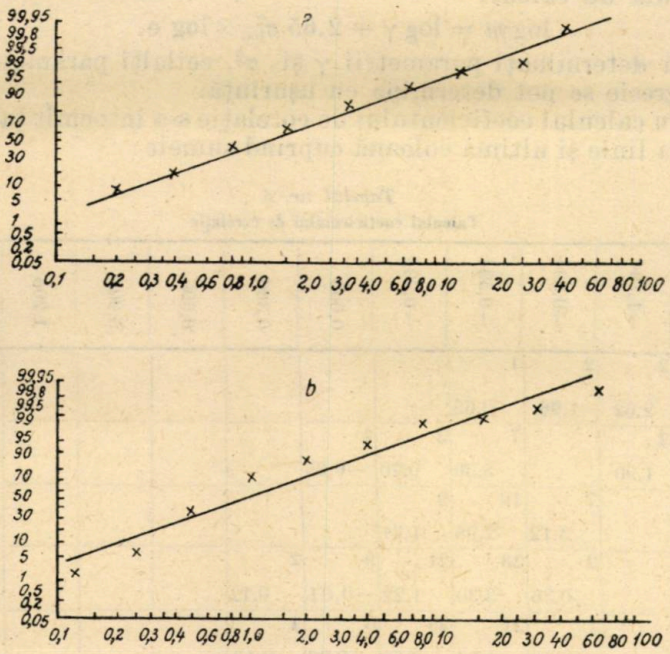


Fig. 2. — Verificarea lognormalității distribuției conținuturilor de aur (*a*) și argint (*b*) prin metoda grafică („dreapta lui Henry").

Ultimele două coloane din foaia de calcul cuprind calculele necesare realizării sumelor $\sum n \log x$ și $\sum n (\log x)^2$.

Deoarece drept x_i se pot lua limitele inferioare ale intervalelor și nu mijlocul lor (aceasta pentru simplificarea calculelor), la calculul lui $\log \gamma$ va interveni cu semnul plus valoarea 0,05 (jumătatea lungimii intervalului).

Calculele parametrilor se vor face conform schemei următoare

Mediana γ: $\log \gamma = \frac{\sum n \log x}{N} + 0{,}05.$

Prin antilogaritmare se află γ.

Varianţa logaritmică (pentru logaritmii naturali):

$$\sigma^2_{\ln} = \frac{5{,}3}{N} [\sum n (\log x)^2 - (\sum n \log x)\ (\log G)],$$

unde

$$\log G = \frac{\sum n \log x}{N}, \text{ iar } 5{,}3 = a^2 = \frac{1}{(\log e)^2}.$$

Abaterea pătratică: $\sigma = \sqrt{\sigma^2}$.

Media lognormală: $m = \gamma e^{\frac{\sigma^2_{\ln}}{2}}$ (pentru logaritmii naturali)

sau

$m = \gamma e^{\frac{5.3\ \sigma^2_{\log}}{2}}$ (pentru logaritmii zecimali).

Formula de calcul:

$$\log m = \log \gamma + 2{,}65\ \sigma^2_{\log} \times \log e.$$

Odată determinaţi parametrii γ şi σ^2, ceilalţi parametri sau relaţiile de regresie se pot determina cu uşurinţă.

Pentru calculul coeficientului de corelaţie s-a întocmit tabelul nr. 5, unde ultima linie şi ultima coloană cuprind sumele:

Tabelul nr. 5

Calculul coeficientului de corelaţie

Ag / $\log y - \log \gamma_y$; $\log x - \log \gamma_x$ / Au	−1,194	−0,894	−0,594	−0,294	0,006	0,306	0,606	0,906	1,206	1,506	
−1,095	2 2,62	2 1,96	1 0,65								5,23
−0,795	2 1,90		7 5,30	3 0,70	1 −0,05						7,85
−0,495		7 3,12	10 2,98	9 1,31							7,31
−0,195		2 0,36	28 3,30	21 1,22	9 −0,01	2 0,12					4,75
0,105		1 −0,10	21 −1,36	25 −0,80	6 0,00	4 0,13					−2,13
0,405			7 −1,69	20 −2,38	7 0,02	5 0,62	2 0,50	1 0,37	1 0,49		−2,07
0,705			1 −0,42	6 −1,24	4 0,02	1 0,22	1 0,43				−0,99
1,005				1 −0,29	1 0,01	2 0,62	4 2,44	2 1,82			4,60
1,305						1 0,40	1 0,89			1 1,98	3,18
	4,52	5,34	8,73	−1,48	−0,01	1,87	4,17	2,19	0,49	1,98	27,80

$\sum_i n_{ij} (\log x_i - \log \gamma_x) (\log y_j - \log \gamma_y)$ și, respectiv,

$\sum_j n_{ij} (\log x_i - \log \gamma_x) (\log y_j - \log \gamma_y)$.

Totalul efectuat pentru ultima linie sau ultima coloană a dat:

$$\sum_{i,j} n_{ij} (\log x_i - \log \gamma_x) (\log y_j - \log \gamma_y) = 27{,}80.$$

Cum

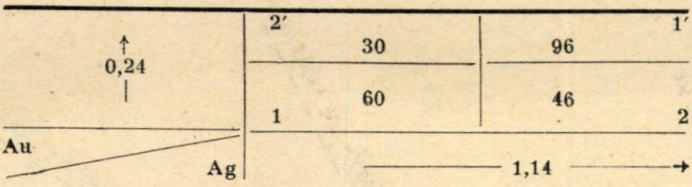
$$n \cdot \sigma_{\log x} \cdot \sigma_{\log y} = 232 \times 0{,}5 \times 0{,}41 = 46{,}56,$$

se obține

$$r = \frac{27{,}80}{46{,}56} \approx 0{,}6.$$

Utilizînd metoda simplificată propusă de G. Matheron (1962), se obține, conform tabelului nr. 6, analog norului de corelație:

Tabelul nr. 6



(0,24 = media logaritmică a aurului, 1,14 = media logaritmică a argintului):

$$N_1 (1 \text{ și } 1') = 60 + 96 = 156$$

$$N_2 (2 \text{ și } 2') = 46 + 30 = 76$$

$$r = \sin \frac{\pi}{2} \cdot \frac{N_1 - N_2}{N_1 + N_2} = \sin \frac{\pi}{2} \cdot \frac{80}{232} = \sin 31^{\circ}20' = 0{,}52.$$

Intervalul de încredere pentru ρ *este* $0{,}52 \leqslant \rho \leqslant 0{,}68$,

pentru pragul de semnificație $q = 0{,}05$.

Cum $\rho \neq 0$ și ± 1, se poate scrie regresia conținutului în aur față de conținutul în argint:

$$M(x/y = y_0) = 1{,}75 \left(\frac{y}{13{,}8} \right)^{0.6 \frac{0{,}50}{0{,}41}} e^{\frac{0.251 (1 - 0{,}36)}{2}}.$$

Efectuînd calculele, se găsește:

$$M (x/y = y_0) = 0{,}279672\, y^{0.73}$$

sau

$$M(x/y = y_0) \approx 0{,}28\, y^{0.73},$$

relație care altfel se scrie sub forma:

$$\tilde{x} \approx 0{,}28\, y^{0.73},$$

înţelegînd prin $\tilde{x}$ media conţinuturilor în aur pentru o valoare fixată a conţinutului în argint.

La fel, regresia conţinutului în argint în raport cu conţinutul în aur va fi:

$$M(y/x = x_0) = 13{,}8\left(\frac{x}{1{,}75}\right)^{0{,}6\frac{0{,}41}{0{,}50}} e^{\frac{0{,}1682(1-0{,}36)}{2}}.$$

Efectuînd calculele, se obţine:

$$\tilde{y} \approx 11{,}06\ x^{0{,}49}.$$

Aceste regresii sînt schiţate în figura 3 împreună cu norul de corelaţie corespunzător.

★

S-a constatat experimental că numeroase fenomene naturale, economice, istorice, geografice urmează legea de repartiţie lognormală, şi anume, ori de cîte ori intervine noţiunea de efect proporţional.

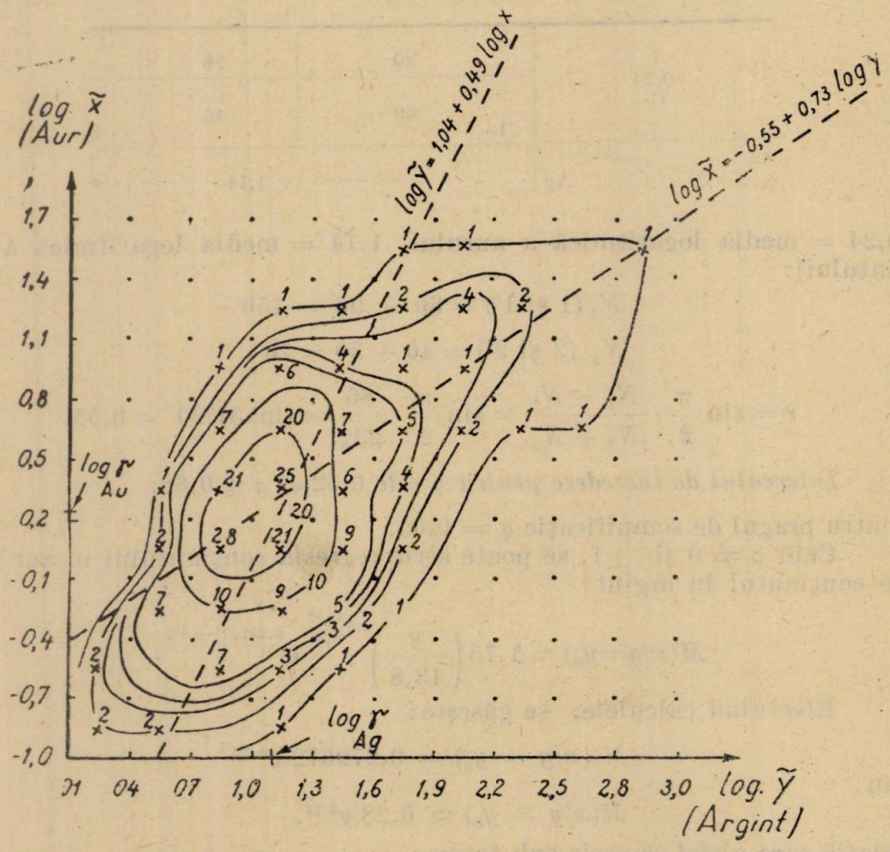


Fig. 3. — Graficul de corelaţie dintre conţinuturile de aur şi argint, prelucrat în vederea evaluării coeficientului de corelaţie prin metoda aproximativă şi a testării omogenităţii prin metoda norului de corelaţie.

De exemplu, altitudinea unei regiuni urmează o lege de repartiție lognormală (eroziunea este proporțională cu denivelările).

Alte exemple pot fi găsite în proporționalitatea dintre anumiți parametri fizici ai rocilor și parametrii geologici corespunzători.

Studii efectuate în cele mai diverse domenii vin să demonstreze larga răspîndire a caracteristicilor ce urmează legea lognormală și deci importanța studierii amănunțite a acestei legi de repartiție.

S-a verificat în lucrările menționate la bibliografie că urmează legi de repartiție lognormale următoarele caracteristici: resursele naturale ale țărilor și zonelor geografice, veniturile sau profiturile, resursele minerale, producțiile miniere anuale, unii indici de mineralizare, unii parametri fizici ai rocilor (radioactivitatea naturală), conținuturile de metal ale unor zăcăminte minerale etc.

În geologie s-a constatat că distribuțiile multor elemente ale zăcămintelor minerale sînt foarte asimetrice și că modelul lognormal dă o imagine acceptabilă pentru astfel de distribuții.

Există o deosebire evidentă între repartiția conținuturilor unui lot de minereu care a suferit diverse operații (pușcare, încărcare, transport, stocare, concasare etc.) și legea de repartiție a conținuturilor într-un zăcămînt în loc.

Prin operațiile amintite, lotul de minereu se omogenizează, ceea ce atrage o independență între probele vecine și, prin urmare, posibilitatea eșantionării la întîmplare (asemănarea cu cazul urnei este aproape evidentă).

Într-un zăcămînt în loc, între două volume vecine, este foarte probabil să existe legături de dependență datorită acelorași condiții sau fenomene ce au contribuit la formarea zăcămîntului. Prin urmare, în cazul zăcămintelor în loc este de presupus o interdependență indirectă între volumele vecine de rocă.

O consecință a acestui fapt este că, în cazul unui fenomen natural de mineralizare, conținutul nu urmează o lege a întîmplării pure, ci o lege supusă noțiunii de distanță (lege a cărei origine genetică este de natură fizico-chimică).

Chiar natura fenomenului mineralizator indică existența unui efect proporțional.

Prin urmare, este de așteptat ca conținuturile în elemente ale zăcămintelor minerale să nu urmeze în general legea de repartiție normală, însă foarte adesea logaritmul lor să urmeze legea normală.

Studiul repartiției lognormale a parametrilor geologiei este necesar, pe de o parte, pentru a oglindi statistic caracterul real al fenomenului de mineralizare, adică al ponderii diferitelor valori ale conținuturilor, iar pe de altă parte pentru a calcula cît mai corect, conform legii de repartiție celei mai apropiate de cazul practic întîlnit, parametrii esențiali: conținut mediu și dispersie.

S-a constatat că utilizarea mediei aritmetice ca estimator al conținuturilor medii pentru repartițiile cu asimetrie de stînga a condus întotdeauna la conținuturi medii care supraestimau conținutul mediu real obținut în urma exploatării.

În statistica matematică se demonstrează că pentru o repartiţie cu asimetrie de stînga se verifică întotdeauna inegalităţile:

$$\gamma < m < \bar{x}.$$

O contribuţie deosebită în aplicaţiile legii de repartiţie lognormale în geologie şi geochimie o au cercetătorii francezi: M. Allais, F. Blondel, A. Carlier, R. Duval, D. G. Krige, M. Leveau, G. Matheron etc., cercetătorii ruşi: V. V. Bogaţki, D. A. Rodianov, I. P. Şarapov, C. S. Turitin, A. B. Vistelius etc. De un interes deosebit prin bogăţia ideilor şi a problemelor rezolvate cu ajutorul metodelor statisticii matematice este şi cartea lui R. L. Miller şi colab. (1962).

La noi în ţară, în lucrări individuale cu un pronunţat caracter practic, studiul repartiţiei lognormale în geologie şi geochimie a fost în special efectuat de autorii acestei lucrări.

LA RÉPARTITION LOGNORMALE EN GÉOLOGIE

RÉSUMÉ

Ce travail constitue un guide pratique pour déterminer correctement les paramètres statistiques et pour tester les hypothèses de travail d'une certaine importance lorsqu'il s'agit de caractéristiques géologiques à distribution lognormale. Le but de cette étude, qui a un caractère monos graphique, est celui de corriger une erreur assez souvent signalée dans le travail des géologues, consistant à utiliser les méthodes de calcul sans tenir compte du type lognormal de distribution de la caractéristique étudiée. Les méthodes de calcul sont illustrées par deux exemples numériques se rapportant à l'étude géochimique d'un gisement aurifère-argentifère.

Dans la première partie du travail on présente la loi de la répartition lognormale, les méthodes graphiques (droite d'Henry) et analytiques (hi carré, Kolmogorov, méthode des moments) de vérification de la concordance entre la distribution de la caractéristique étudiée et la loi lognormale, ainsi que les paramètres de la répartition lognormale (moyenne, dispersion, module, asymétrie, coefficient de variation). Les formules de confiance, en transcription logarithmée à base de dix, sont représentées sur le tableau 1.

La deuxième partie traite du problème de la vérification de l'égalité des fonctions de distribution lognormale au moyen de l'analyse dispersionnelle unidimensionnelle (tests de Fisher et Student).

La troisième partie est consacrée à l'étude de la corrélation et de la régression entre deux caractéristiques lognormales. Pour le calcul du coefficient de corrélation on recommande, en dehors de la méthode traditionnelle, précise, la méthode approximative proposée récemment par G. Matheron [27]. De même, on présente les critères de vérification de la linéarité de la régression et les formules de calcul de l'équa-

tion de régression aussi bien pour les cas linéaires, que pour les curvilignes.

Dans la dernière partie du travail on fait l'application des méthodes décrites à l'étude géochimique de l'or et de l'argent dans un gisement polymétallique. Les applications ne se réfèrent pas à l'analyse dispersionnelle, cette dernière étant connue dans la littérature géologique roumaine, par suite des recherches effectuées sur certains gisements de manganèse [20].

Pour la détermination de la distribution empirique et pour le calcul des paramètres de la distribution on recommande d'utiliser les fiches de calcul proposées par Charlier Aimé [10]. Les valeurs des paramètres de la répartition de l'or et de l'argent dans le gisement étudié sont figurées au tableau 4. Les distributions empiriques, qui ont constitué la base du calcul des paramètres, sont représentées sur les tableaux 2 et 3.

Les histogrammes de fréquence et l'attestation de la lognormalité par l'emploi de la droite d'Henry sont donnés, pour la teneur en or et en argent, sur les figures 1 et 2, où les valeurs des critères Kolmogorov et hi carré sont également marquées. Une présentation détaillée des méthodes de vérification de la lognormalité a été faite dans le cadre des recherches publiées auparavant [16], [19], [46].

En ce qui concerne l'étude de la corrélation entre l'or et l'argent, on a donné le tableau de corrélation (tableau 4) et le calcul du coefficient de corrélation par la méthode traditionnelle et par la méthode approximative de G. Matheron (fig. 3). De même, on a figuré dans le texte l'intervalle de confiance du coefficient de corrélation et l'équation de régression.

L'importance de la lognormalité en géologie et les nombreuses méthodes élaborées pour l'étudier sont discutées sur la base de 49 titres bibliographiques.

BIBLIOGRAFIE

Ahrens L. H. (1953), *A fundamental law of geochemistry*, Nature, **172**, 4 390.

— (1954), *The lognormal distribution of the element*, Geochim. cosmochim. Acta, **5**, *2*.

Aitchison a. Brown (1957), *The lognormal distribution*, University Press, Cambridge.

Allais M. (1955), *Méthode d'évaluation des perspectives économiques de la recherche minière sur de grands espaces. Application en Sahara Algérien*, Comm. Cong. Cent. Ind. Min., juin.

Blondel F. (1949), *Notes sur la répartition géographique de la production minérale*, J. Soc. Stat. Paris, sept. — oct., *9—10*.

— (1933), *Sur la répartition des teneurs des gisements métallifères*, C.R. Sci. Paris, 27 mars.

— (1955), *Les lois statistiques de la répartition géographique des productions minières*, Comm. Cong. Cent. Ind. Min., juin, Rev. Ind. Min. St.-Etienne, janv. 1956, n°. spécial, I.R.

Bogaţki V. V. (1963), *Analiza matematică a rețelelor de explorare*, Cosgheoltehizdat, Moscova.

Cailleux A. (1953), *Lois logarithmiques, indices et géographie*, Rev. de géom. dynamique, Paris, *3*.

Carlier A. (1964), *Contribution aux méthodes d'estimation des gisements d'uranium*, Thèse, Faculté des Sciences de l'Université de Paris, Série, A, 5 077.

CHAYES F. (1954), *The lognormal distribution of the elements. A discussion*, Geochim. cosmochim. Acta, **5**, *6*.

CRAMER H. (1946), *Mathematical methods of statistics*, Princeton University Press.

CREANGĂ A., LARI I. şi THEODORESCU R. (1962), *Asupra aplicării metodelor statistice la prospectarea minereurilor şi substanţelor utile*, St. cerc. matem., *2*.

DUVAL R. (1959), *Etude graphique d'une distribution lognormale*, Rev. Statist. appl., **VII**, *1*.

GADDUM S. H. (1945), *Lognormal distribution*, Nature, *156*.

IANOVICI V. şi DIMITRIU AL. (1965), *Legi de distribuţie a concentraţiei elementelor chimice în roci carbonice, I*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **10**, *1*.

— (1966 *a*), *Legi de distribuţie a concentraţiei elementelor chimice în roci carbonice, II. Dolomitele cristaline de la Buru (Munţii Apuseni)*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **11**, *1*.

— (1966 *b*), *Fundamentarea concluziilor în geochimie cu ajutorul statisticii matematice*, D. S. Com. geol., **LXXX** (1965—1966), partea a III-a.

— (1967), *Natura statistică a distribuţiilor asimetrice în geochimie*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **12**, *1*.

— (1967), *Etude géologique et géochimique des gisements de manganèse de Dadu et de Coşna (Carpates orientales)*, Rev. roum. géol., géoph., géogr., Série de géologie, **XI**, *1*, 39—65.

IOSIFESCU M., MIHOC GH şi THEODORESCU R. (1966), *Teoria probabilităţilor şi statistica matematică*, Edit. tehnică, Bucureşti.

KRIGE D. G. (1955 *a*), *Emploi statistique mathématique dans les problèmes posés par l'évaluation des gisements*, Ann. Mines, décembre (1955) n° spécial.

— (1955 *b*), *Travaux sur l'évaluation des gisements dans les mines d'or Sud-Africaines*, Exposé et présentation de R. DUVAL, avec la collaboration de R. LEVY, G. MATHERON, Ann. Mines, décembre.

— (1960), *On the departure of ore value distribution from the lognormal model in South Africa*, J. S. Afr. Inst. Min. Metal, Nov.

LEVEAU M. (1957), *Détermination graphique des éléments intéressants d'une distribution lognormale lorsqu'on utilise l'ajustement de la droite de Henry*, Ann. Mines, avril.

MATHERON G. (1955), *Application des méthodes statistiques à l'évaluation des gisements*, Ann. Mines, décembre.

— (1956), *Utilité des méthodes statistiques dans la recherche minière*, Rev. Ind. Min. St.-Etienne, janv. n° spécial, I.R.

— (1957), *Théorie lognormale de l'échantillonnage systématique des gisements*, Ann. Mines, septembre.

— (1962), *Traité de géostatistique appliquée*. **I**, et **II**, în *Mémoire du Bureau de recherches géologiques et minières, 14*.

MIHOC GH. şi URSEANU V. (1962), *Matematici aplicate în statistică*, Edit. Acad. R.P.R. (Bucureşti).

MIHOC GH. şi FIRESCU D. (1966), *Statistica matematică*, Edit. didactică şi pedagogică, Bucureşti.

MILLER L. ROBERT a. KOHN AMES STEVEN (1962), *Statistical Analysis in the Geological Sciences*, John Wiley and Sons Inc.

MURARD R. (1960), *Probabilités et statistique*, Rev. Ind. Min. oct. no. spécial, Doc. S.I.M.

ONICESCU O. şi MIHOC GH. (1958) *Lecţii de statistică matematică*, Edit. tehnică, Bucureşti.

RANCU N. şi TÖVISSI L. (1963), *Statistica matematică cu aplicaţii în producţie*, Edit. Acad. R.P.R., Bucureşti.

RODIANOV D. A. (1964), *K voprosu o statisticeskom sravnenii sostava porod*, Gheochimiia, *4*, *368*.

ŞARAPOV I. P. (1968), *Utilizarea statisticii matematice în geologie* (trad. din limba rusă), Edit. tehnică, Bucureşti.

TENNANT G. B. a. WHITE M. L. (1959), *Study of the distribution of some geochemical data*, Econ. Geol., *7*.

TURITIN C. S. (1966), *Despre posibilitatea de aplicare a legii lognormale generale la descrierea modului de repartizare a proprietăţilor fizice ale rocilor*, Geologia i geofizica, *2*.

VISTELIUS A. B. (1960), *The skew frequency distribution and the fundamental law of the geochemical processes*, J. Geol. **68**, *1*.

VISTELIUS A. B. a. SARMANOV OLEG (1961), *On the correlation between percentage values: major component correlation in ferromagnesium micas*, J. Geol. **69**, *2*.

ZALOTA L. F. (1959), *Les défauts de l'application de la méthode de pondération pour la détermination des teneurs moyennes*, Prospection et Protection du sous-sol, avril, BRGM.

ZORILESCU D. (1967), *Analiza statistică a „variabilelor geologice". Estimarea conținuturilor medii*, Bul. geol. al Min. Minelor, Colocviul de economie matematică, dec.

— (1968 *a*), *Analiza statistică a legăturilor dintre parametrii fizici și geologici ai rocilor*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geofizică, **6**, *1*.

— (1968 *b*), *Determinarea zonelor de încredere a unui parametru geologic estimat cu ajutorul dreptelor de regresie*, Bul. geol. al Min. Minelor, *2*.

— (1968 *c*), *A mathematical pattern to estimate parameters for the mineralisation bearing rock complexes on a geophysical investigation basis*, Rev. roum. géol., géoph. , géogr., Série de géophysique, **12**, *2*.

— (1968 *d*), *La représentation mathématique des phénomènes géologiques*, Ann. Mines, septembre.

— (1969), *Un exemplu de utilizare a metodelor statisticii matematice la calculul rezervelor de minereu*, Rev. minelor, *1*.

ZORILESCU D., FETCU E. și MIRICĂ GH. (1967), *Estimarea cu ajutorul teoriei statistice matematice a conținuturilor medii de cenușă în stratele de cărbuni pe baza înregistrărilor curbei gamma natural*, Bul. geol. al Min. Minelor, *2*.

WIJS H. J. (1951 și 1953), *Statistics of ore distribution*, J. roy. Nederlands Geol. and Min. Soc.

Primit în redacție la 6 noiembrie 1968

Secția de științe geologice, geofizice și geografice a Academiei Republicii Socialiste România, București, Institutul de geologie al Comitetului de Stat al Geologiei

GRANODIORITELE CONTAMINATE DE LA ASCUȚITA MARE (MASIVUL POIANA RUSCĂ)

DE

SILVIA MÎNZATU, ELENA COLIOS și CONSTANȚA UDRESCU

55 (05)

În partea de sud-vest a Masivului Poiana Ruscă, depozitele cretacicului superior sînt străbătute, după un sistem general de fracturi de vîrstă laramică, de o serie de corpuri eruptive banatitice cu compoziție variată. Dintre acestea, corpurile granodioritice dețin rolul principal atît ca volum, cît și ca intensitate a fenomenelor de contact endo- și exomorfice.

În lucrarea de față am urmărit transformările suferite de granodiorite, datorate atît proceselor de contaminare prin asimilarea rocilor sedimentare în care s-au intrus, cît și unor procese suprapuse de metasomatoză. Aceste transformări se reflectă în modificarea compoziției mineralogice și chimice a acestor granodiorite, conducînd spre faciesuri adamellitice, dioritice și sienodioritice.

Fenomene asemănătoare au fost studiate încă din 1931 de către Al. Codarcea în lucrarea monografică asupra zonei Ocna de Fier — Bocșa Montană, deosebind „metamorfismul suferit de rocile în care s-au intrus banatitele, metamorfism de contact exomorfic, și metamorfismul suferit chiar de banatite în urma fenomenelor de asimilare și pneumatolitice, metamorfism de contact endomorfic" (p. 219). Despre variația atît de mare petrografică și chimică a banatitelor, autorul consideră ... „că ele constituie o grupă de roci alcali-calcice al căror trunchi principal este granodioritic și din care — prin jocul fenomenelor de diferențiere magmatică, înrîurite în parte prin asimilațiuni — au luat naștere roci diferențiate acide și bazice, a căror dependență de trunchiul magmatic comun este arătată atît prin felul de ivire geologică, cît și prin caractere mineralogice și chimice comune, care subliniază consanguinitatea lor" (p. 238).

În regiunea Ascuțita Mare și în zonele învecinate au fost efectuate numeroase cercetări, dintre care vom cita numai pe cele ce au avut

St. și cerc. de geol. geof., geogr., Seria geologie, t. 14, nr. 1, p. 63–82, București, 1969

ca obiectiv studiul petrografic al formaţiunilor eruptive şi metamorfice.

În 1956, D. Giuşcă şi colab. în urma unui studiu petrografic detaliat în partea de sud-vest a Masivului Poiana Ruscă, au stabilit următoarea cronologie pentru rocile banatitice: andezite, dacite, granodiorite, porfire granodioritice, aplite şi lamprofire, cărora le face şi descrierea petrografică.

Ulterior, N. Gherasi şi P. Ciornei [1] cercetează rocile eruptive şi transformările suferite de rocile sedimentare în cuprinsul aureolei de contact a banatitelor din valea Vîrciorovei.

În 1957, Al. Codarcea şi L. Pavelescu semnalează la Ruschiţa fenomene de contact termic în jurul unor corpuri banatitice care au afectat marmura de la Ruschiţa şi sedimentele de natură conglomeratică, brecioasă şi marnoasă ale cretacicului superior.

Constanţa Stanciu [2] efectuează un studiu microscopic amănunţit al rocilor eruptive şi sedimentare metamorfozate la contact, sesizînd efectele activităţii pneumatolitice şi metasomatice a banatitelor.

Lucrarea lui P. Zimmermann şi Voichiţa Zimmermann[3] se referă la regiunea imediat învecinată, Ascuţita Mică — vf. Boul.

Observaţiile noastre s-au concentrat exclusiv în valea Vîrciorovei, la Ascuţita Mare, unde se dezvoltă corpul granodioritic principal Corfu Mare — Pleşa Mare, denumit astfel de Al. Dincă şi colab [4]. Acest corp împreună cu apofizele sale au străbătut sedimentele turoniene şi au creat aureole de contact importante, în cuprinsul cărora am putut urmări atît transformările prin asimilaţie, cît şi transformările variate ale rocilor sub acţiunea combinată a temperaturii şi schimburilor pirometasomatice, cărora li s-au suprapus efectele metasomatozei hidrotermale.

Datele suplimentare, complete, cuprinse în această lucrare, faţă de lucrările antecedente, sînt datorate în bună parte şi faptului că această aureolă de contact a granodioritelor, de o importanţă deosebită, a fost cercetată şi în profunzime prin intermediul forajelor. În afară de granodioritele normale, au fost puse în evidenţă faciesuri de contaminare prin reacţie cu calcare sau gresii cuarţitice [5].

Noi vom examina caracterele acestor roci contaminate, transformările observate fiind raportate la granodioritul normal, care alcătuieşte partea internă a corpului eruptiv.

---

[1] *Prospecţiuni geologice privind mineralizaţiile cuprifere din regiunea Glimboca-Obreja*, Arh. Inst. geol., 1954.

[2] *Raport de sinteză. Studiul petrografic şi mineralogic al rocilor eruptive şi de contact de la şantierul Ascuţita — I.S.E.M. (Poiana Ruscă)*, Arh. Inst. geol., 1959.

[3] *Raport geologic asupra prospecţiunilor pentru minereuri neferoase în zona Ascuţita Mică — vf. Boul — Ruschiţa*, Arh. Inst. geol., 1962.

[4] Al. Dincă, D. Georgescu şi Lenuţa Georgescu, *Prospecţiuni geologice pentru cărbuni în bazinul Rusca Montană. Raport geologic*, Arh. Inst. geol., 1963.

[5] Pentru îndrumările preţioase acordate în studiul sistematic al acestor fenomene aducem deosebite mulţumiri prof. D. Giuşcă.

BANATITELE NORMALE

Granodioritul constituie roca predominantă a corpului eruptiv, compoziția sa mineralogică arătînd tranziții la adamellite, diorite cuarțifere, sienodiorite și diorite (fig. 1).

Spre marginile corpului sau în cuprinsul unor filoane, modificările survenite în compoziția mineralogică și chimică a granodioritelor sînt rezultatul asimilării rocilor silicatate sau calcaroase de la contact. Aceste

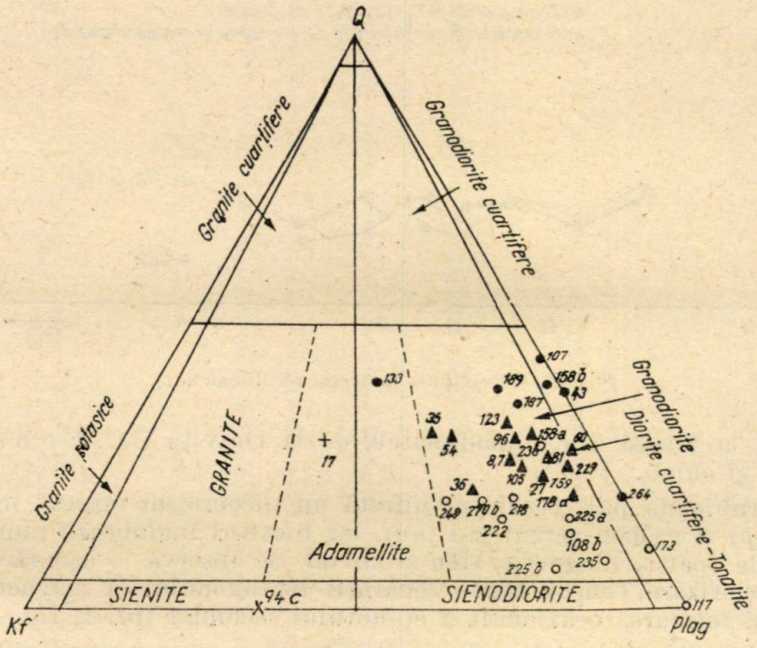


Fig. 1. — Triunghiul — clasificarea rocilor, după Johannsen (1958).

sedimente au suferit la rîndul lor modificări intense, fiind transformate în corneene cu cordierit, andaluzit, biotit, respectiv în skarne granatifere cu wollastonit, diopsid, vezuvian etc. [6].

Granodioritele normale au structură porfirică, pe alocuri echigranulară; cuarțul, feldspatul, plagioclazul, ortoza, amfibolul și biotitul sînt mineralele principale care constituie atît fenocristale, cît și pasta

[6] Silvia Mînzatu, Elena Colios și Constanța Udrescu *Studiul geochimic al proceselor de contaminare a banatitelor de la Ascuțita Mare*, Arch. Inst. geol., 1966.

Plagioclazul este un andezin cu circa 40% An şi formează fenocristale idiomorfe, largi sau granule xenomorfe, în pastă.

Ortoza xenomorfă, relativ izometrică, are un grad de prospeţime mai accentuat decît plagioclazul şi ocupă de obicei spaţiile interstiţiale. Caracteristica acestei ortoze o constituie valoarea $2V = 55°$, mă-

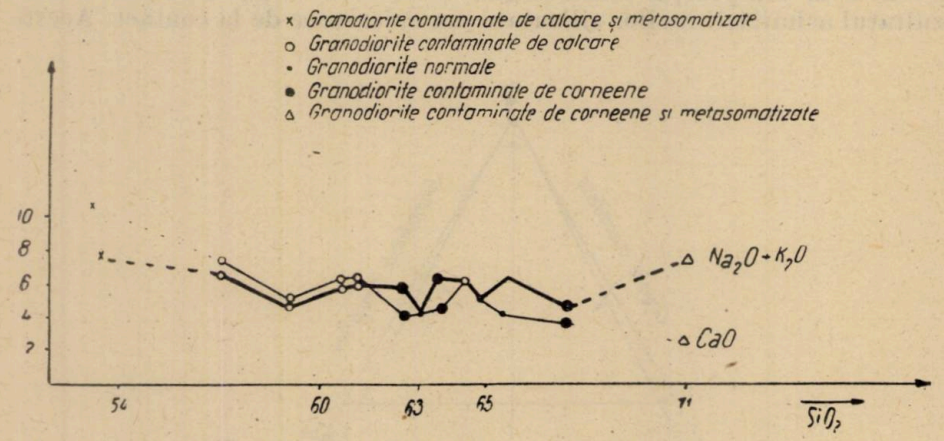


Fig. 2. — Diagrama indicelui alcali-calcic.

surată şi la ortoza din granodioritele de la Oraviţa (D. Constantinof şi colab., 1965).

Hornblenda pal-verzuie manifestă un pleocroism marcat în verde închis (*np*) şi galben-verzui pal (*ng*), iar biotitul înglobează numeroase cristale de apatit, magnetit, sfen şi zircon. Se observă o uşoară decolorare şi cloritizare, concomitente separării leucoxenului şi magnetitului, precum şi formarea ocazională a epidotului secundar (pl. I, fig. 1).

Compoziţia mineralogică şi chimismul acestor granodiorite sînt redate în tabelele nr. 1 şi 2.

Valoarea indicelui alcali-calcic, după Peacock (fig. 2), cuprins în intervalul 63—65 SiO_2, pune în evidenţă caracterul calco-alcalin al acestor roci.

Coeficientul $qz = +95$ indică gradul de suprasaturaţie al rocii cu silice.

BANATITELE CONTAMINATE

Procesul de contaminare a condus la apariţia de minerale noi, prin care se caracterizează două faciesuri distincte: a) faciesul contaminat de corneene şi b) faciesul contaminat de calcare. În ambele cazuri se recunosc şi efectele metasomatozei potasice suprapuse.

a) *Faciesul contaminat de corneene* se dezvoltă în zona de contact cu corneenele rezultate din transformarea argilelor şi gresiilor cuarţitice ale

turonianului inferior. În zona contaminată sînt uneori vizibile enclave de corneene cuarțitice cu andaluzit (pl. I, fig. 3), care conservă textura rubanată inițială (pl. I, fig. 2). Prin digerarea corneenelor se realizează un aspect nebulitic al banatitului, limitele enclavelor digerate fiind marcate de o aglomerare de cristale de biotit cu structură decussată (pl. I, fig. 4). Enclavele de roci microdioritice cu structură ușor porfirică se evidențiază prin abundența mineralelor negre (pl. II, fig. 1) și prin contrastul structural față de granodiorit (pl. II, fig. 2 și 3).

Caracterul de contaminare al granodioritului devine evident atît la examenul mineralogic, cît și la cel chimic. Prin contaminare cu corneene, granodioritul normal trece în granodiorite foarte acide și diorite cuarțifere. Această contaminare se traduce, de fapt, prin creșterea cantității de cuarț, biotit, muscovit și prin prezența andaluzitului. Un astfel de tip este proba 107, cu caracter de diorit cuarțifer (tabelul nr. 1).

Cuarțul din pastă, care apare sub formă de aglomerări granulare, reprezintă cuarțul corneenei asimilate.

Biotitul rămîne singurul mineral fero-magnezian, reprezentat atît prin numeroase foițe fine, diseminate în pastă (pl. II, fig. 4), cît și prin pseudomorfoze cu structură decussată după hornblendă (pl. III, fig. 1 și 2).

Fără a constitui fenocristale, muscovitul este mai larg dezvoltat decît mineralele asociate din pastă.

Andaluzitul se întîlnește exclusiv sub formă de pseudomorfoze de sericit.

Efectele contaminării slăbesc cu distanța de la contact, astfel că spre interiorul corpului granodioritic, la aproximativ 60 m de contact, se observă roci de tranziție, în care biotitul este abundent, alături de hornblenda în cantitate redusă și incomplet înlocuită cu biotit (pl. III, fig. 3).

Chimismul acestor roci evidențiază de asemenea contaminarea lor. Coeficientul *qz* = +102 (calculat din tabelul nr. 2, proba 236) are o valoare mult mai ridicată față de cel al granodioritului normal. Același lucru se constată și pentru valoarea *al*, care manifestă o creștere evidentă la unele din aceste roci, pentru care conținutul în corindon normativ calculat este 7,24% (proba 107), evidențiind mai pregnant caracterul peralcalin al acestei roci.

În afara faciesurilor marginale contaminate ale corpului granodioritic, fenomene deosebit de intense de contaminare au fost observate în filoanele subțiri, în care roca atinge o compoziție adamellitică. Aceste observații vin în sprijinul teoriei potrivit căreia contaminările endomorfe au loc cu multă ușurință chiar în filoane înguste (E. R a g u i n, 1957).

Efectele metasomatozei ulterioare se recunosc în cazul granodioritelor contaminate de corneene prin abundența ortozei; aceasta prezintă macle de Karlsbad, este uneori granulară, dar adeseori dă loc la structuri de înlocuire a plagioclazului, care se regăsește uneori numai ca insule cu contururi neregulate (pl. III, fig. 4).

Tot de natură metasomatică considerăm și biotitul fenoblastic (pl. IV, fig. 1), înțesat cu granule de ortoză și cuarț.

Pentru stabilirea bilanţului global al deplasării substanţelor în procesul de contaminare şi metasomatoză s-a calculat celula standard pentru proba de rocă contaminată şi metasomatizată (tabelul nr. 4, proba 17) şi granodioritul normal (tabelul nr. 4, proba 60).

Proba 17 = $K_{6.4}$ $Na_{3.4}$ $Ca_{2.6}$ $Mg_{0.8}$ $Fe_{1.0}$ $Al_{15.8}$ $Si_{61.8}$ $Ti_{0.1}$ $P_{0.1}$

Proba 60 = $K_{2.0}$ $Na_{4.8}$ $Ca_{4.0}$ $Mg_{3.5}$ $Fe_{3.0}$ $Al_{17.6}$ $Si_{57.3}$ $Ti_{0.4}$ $P_{0.1}$.

Constatăm concentrarea potasiului şi a siliciei concomitent cu descreşterea sodiului, calciului, magneziului, fierului şi aluminei în proba 17. Rezultă deci că granodioritul contaminat şi metasomatizat cîştigă;

$K^{+}_{4.4}$ şi $Si^{4+}_{4.5}$; pierde: $Na^{+}_{1.4}$ $Ca^{2+}_{1.4}$ $Fe^{+}_{2.0}{}^{total}$ $Al^{3+}_{1.8}$ şi $Ti^{4+}_{0.3}$.

Unele elemente minore, ca Ni, Co, Cr, V, Li, înregistrează o creştere sensibilă ca efect al contaminării cu corneene biotitice (proba 150), aşa cum rezultă şi din datele cuprinse în tabelul nr. 5.

b) *Faciesul contaminat de calcare* are o dezvoltare locală în partea internă a endoskarnului. Granodioritele contaminate se deosebesc evident, atît de granodioritul normal, cît şi de endoskarne, prin aspectul general, compoziţia mineralogică şi chimică. Rocile contaminate de calcare se deosebesc de asemenea net de rocile contaminate de corneene.

Pentru studiul acestor transformări s-a executat un profil cuprinzînd granodioritul normal, granodioritul contaminat de calcare, endoskarnul, exoskarnul şi calcare. Pentru întregirea imaginii a fost luată pentru comparaţie analiza unui calcar nemetamorfozat, dată de N. N. Curec (1954), a cărei celulă standard a fost calculată de noi.

Granodioritele sînt contaminate pe o distanţă redusă de la contact spre interiorul corpului eruptiv şi au acest caracter numai local. Spre deosebire de faciesul contaminat de corneene, aici granodioritul este mai omogen, indicînd o asimilare completă a enclavelor de calcar. Preexistenţa lor este dedusă în acest caz de mineralele de reacţie formate ($p_i$roxen, wollastonit şi epidot).

Prin contaminarea cu calcare, caracterul granodioritului se modifică pînă la compoziţie dioritică (fig. 1, proba 117). Structura se menţine porfirică, cu pasta în general grosieră, asemănătoare granodioritelor normale.

Din punct de vedere mineralogic, acest facies contaminat este caracterizat, în raport cu granodioritul normal, de cantitatea redusă de cuarţ, prezenţa wollastonitului şi uneori a granatului.

Plagioclasul, cu circa 40% An, se găseşte în cantitate mare, iar cuarţul atinge maximum 14% (tabelul nr. 1) .

Ortoza nu constituie fenocristale; ea apare în pastă în granule cu dimensiuni reduse.

Piroxenul, de culoare verde, prezintă o zonalitate a culorii, învelişul periferic fiind mai intens colorat. Constantele optice îl apropie mai mult de diopsid decît de hedenbergit. Caracterul de neoformaţie al acestui piroxen este dat de existenţa foiţelor de biotit relict la centrul cristalelor (pl. IV, fig. 2).

Wollastonitul apare în cantitate foarte redusă, iar granatul anizotrop şi zonat este întîlnit excepţional.

Sfenul constituie cristale idiomorfe bine dezvoltate, mai abundente decît în granodioritul normal (pl. IV, fig. 3).

La distanțe mai mari de contactul cu endoskarnul, granodioritul manifestă grade de contaminare mai reduse, ilustrate numai prin persistența hornblendei și prezența unei cantități subnormale de cuarț (5—10%) (tabelul nr. 1).

Ca efect al metasomatozei se dezvoltă ortoza și piroxenul, caracterul rocii devenind sienitic (fig. 1). Plagioclazul fenocristalelor are zona periferică înlocuită cu ortoză. Cînd înlocuirea metasomatică are un caracter avansat, plagioclazul rămîne relict, ca pete cu contururi neregulate, care își mențin maclația polisintetică (pl. IV, fig. 4). Există situații cînd și biotitul rămîne relict în cuprinsul ortozei de neoformație. În aceste roci se înregistrează lipsa cuarțului.

Chimismul banatitelor contaminate de calcare indică deseori efectele metasomatozei (tabelul nr. 2, proba 94 *c*), cu aport de K, Na, Mg, Al, Si și Fe. În aceste cazuri, contaminarea cu calcare este dovedită prin creșterea cantității de calciu încorporat, ca și de culminarea titanului și a fosforului.

Conținutul foarte scăzut în silice al banatitului contaminat, exprimat prin qz = —22, reflectă caracterul subsaturat al rocii, ca efect al asimilării calcarului. Rezultă deci că, prin contaminare cu calcar și ca efect suprapus al metasomatozei, granodioritul cîștigă:

$Ca^{2+}_{6,4}$ $Mg^{2+}_{3,0}$ $K^{+}_{3,8}$ $Na^{+}_{1,0}$ $Al^{3+}_{1,6}$ $Ti^{4+}_{0,1}$ $P^{5+}_{0,1}$ și pierde: $Si^{4+}_{6,5}$ $Fe^{+}_{0,3}$ ^{total}.

ENDOSKARNELE HIDROTERMALIZATE

Într-o zonă îngustă, la contactul nemijlocit cu exoskarnul, granodioritul (endoskarnul) are un aspect deosebit, lipsit de structura sa proprie. În fondul de ortoză asociată cu wollastonit se evidențiază piroxen, sfen și apatit.

Ortoza este larg dezvoltată, xenomorfă, pigmentată în mare măsură cu caolinit (pl. V, fig. 2). Ea este în întregime metasomatică, substituirea plagioclazului preexistent fiind totală; cristalele de plagioclaz din cuprinsul ortozei se recunosc grație conturului. În creșterea sa, ortoza include piroxen și sfen.

Wollastonitul este asociat ortozei și se dezvoltă în general la marginea sa, uneori străbătînd-o .

Piroxenul verde, într-o nuanță mult mai intensă decît piroxenul granodioritelor contaminate, este un hedenbergit cu dezvoltare idiomorfă, seriată. Într-un cristal larg de hedenbergit s-au putut remarca de asemenea relicte de biotit.

O caracteristică a acestui endoskarn o constituie și prezența sfenului idiomorf, mult mai abundent decît în restul corpului banatitic. Deși endoskarnul are un conținut total de TiO_2 mai scăzut decît granodioritul normal, totuși, ca și în granodioritul contaminat, sfenul are dezvoltarea maximă. Acest fapt se explică prin distribuirea titanului din granodiorit în mare măsură între mineralele constituente: hornblendă, biotit și sfen, în timp ce în endoskarne, ca și în granodioritul contaminat, datorită

Tabelul nr. 1

Compoziția mineralogică a granodioritelor de la Ascuțita Mare

Nr.	Proba	Tipul de rocă	Cuarț %	Ortoză %	Plagioclaz %	Biotit %	Amfibol %	Piroxen %	Accesorii %
1	17*b*	Granodiorit contaminat de corneene și metasomatizat	26,00	33,50	26,50	11,00	—	—	3,00
2	236	Granodiorit contaminat de corneene	23,50	6,75	49,40	14,60	—	—	5,80
3	107	,, ,, ,,	30,00	8,00	30,00	28,00	—	—	4,00
4	158*a*	,, ,, ,,	24,80	6,75	49,75	14,60	—	—	4,10
5	105*a*	Granodiorit necontaminat	16,80	9,25	46,15	15,25	9,30	—	3,25
6	27	,, ,,	19,30	7,75	52,30	9,50	3,30	—	7,75
7	60	,, ,,	21,85	6,60	50,00	12,10	2,50	—	6,85
8	94*c*	Granodiorit contaminat de calcare și metasomatizat	—	39,00	21,00	—	—	39,00	10,00
9	108	Granodiorit contaminat de calcare	12,00	10,30	62,70	—	8,00	—	7,00
10	218	,, ,, ,,	13,70	13,15	49,15	10,00	10,20	1,00	2,80
11	225	,, ,, ,,	4,50	10,20	50,30	0,40	2,00	20,70	11,90
12	235	,, ,, ,,	5,00	4,40	48,20	12,60	25,70	—	4,10

asimilării calcarului, titanul se leagă exclusiv în sfen. Deoarece în exoskarne sfenul nu se întîlnește, prezența sa ar putea constitui un indiciu pentru trasarea limitei exoskarnului, respectiv a corpului eruptiv. Deducem că spațiul în care migrează titanul este limitat la corpul eruptiv, cu o tendință de concentrare spre calcare, în timp ce spre corneene migrarea lui, chiar dacă există, este foarte redusă.

Compoziția chimică a endoskarnului hidrotermalizat prezintă particularități importante. Potasiul atinge maximum de concentrare observat, sub formă de ortoză. Aceeași tendință o are și silicea, dar aceasta difuzează masiv și mai departe, în calcare. Aluminiul rămîne cu valoare aproape egală atît în endoskarn, cît și în granodioritul contaminat și metasomatizat.

Endoskarnul (tabelul nr. 2, proba 94 *b*), comparat cu granodioritul contaminat și metasomatizat (proba 94 *c*) cîștigă:

$K^{+}_{4.2}$ $Ca^{2+}_{0.2}$ $Si^{4+}_{3.7}$ și pierde: $Na^{+}_{3.8}$ $Mg^{2+}_{4.5}$ $Fe^{+\,total}_{1.0}$ $Al^{3+}_{0.2}$ $Ti^{4+}_{0.2}$ $P^{5+}_{0.1}$.

Cu tot conținutul mai ridicat în silice față de granodioritul contaminat, endoskarnul rămîne în limite foarte reduse de saturație ($qz = +1{,}7$).

Imaginea procesului metasomatic și a sensului de migrare a componenților magmei înspre calcare (fig. 3) este întregită de analizele chimice (elemente majore și minore—tabelele nr. 2 și 5) și de celulele standard (tabelul nr. 3).

Exoskarnele din imediatul contact cu endoskarnele au o constituție mineralogică simplă: un fond diopsidic fin granular, care înlocuiește calcarul inițial și în care se individualizează granați mai larg dezvoltați,

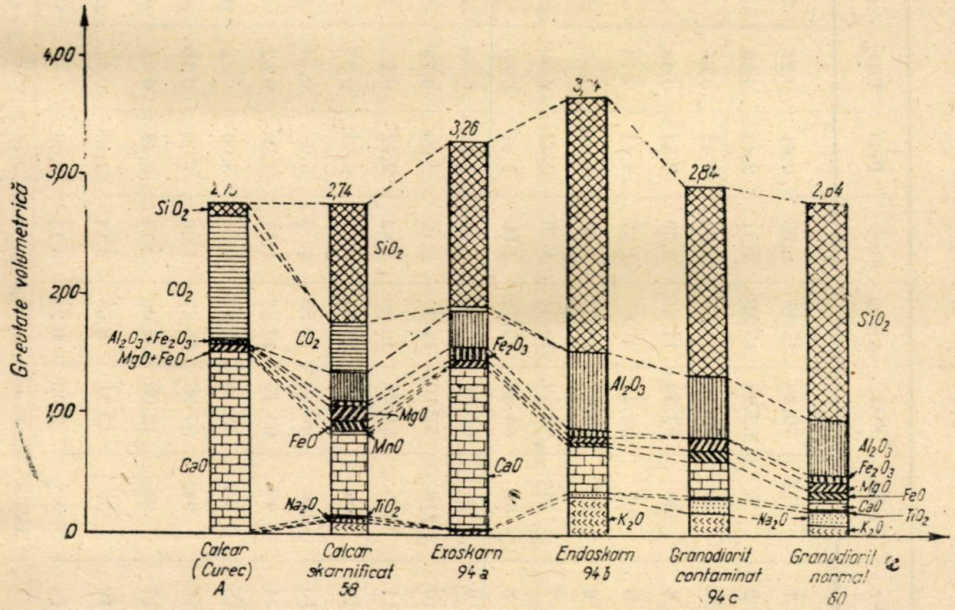


Fig. 3. — Profil chimic în zona de contact de la Ascuțita Mare.

Tabelul nr. 2

Analize chimice

Nr.	Proba	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	TiO_2	CaO	MgO	MnO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	S	CO_2	H_2O^+	Total
1	17*b*	70,80	15,49	0,93	0,81	0,23	2,72	0,67	0,02	2,04	5,43	0,14	0,00	—	0,91	100,19
2	3	63,60	17,59	1,41	2,43	0,56	4,75	2,82	0,08	3,81	2,48	0,20	0,00	—	0,71	100,44
3	5	62,57	16,67	2,32	2,43	0,65	4,10	2,74	0,07	3,18	2,61	0,20	1,28	—	1,47	100,29
4	236	67,50	14,94	2,39	2,53	0,48	3,60	2,59	0,09	2,61	1,68	0,24	0,55	—	0,64	99,84
5	107	59,20	21,81	1,82	3,34	0,73	4,95	1,14	0,03	2,36	2,29	0,30	0,35	—	1,54	99,84
6	27	63,27	19,72	1,69	2,03	0,57	4,77	0,77	0,07	3,27	2,98	0,17	—	—	0,44	99,75
7	158*a*	65,59	16,64	1,39	2,22	0,59	4,10	2,50	0,04	3,24	2,87	0,18	—	—	0,98	100,34
8	60	64,86	16,72	2,06	2,21	0,58	4,35	2,70	0,08	2,93	1,92	0,23	0,05	0,38	0,82	99,89
9	36	62,91	15,90	1,48	1,73	0,52	5,15	2,28	0,09	2,43	2,61	0,14	0,03	2,84	1,70	99,81
10	218	57,10	14,20	2,12	2,69	0,78	7,59	4,06	0,14	3,21	3,25	0,24	2,33	1,24	1,26	100,21
11	225	61,24	16,60	1,82	2,72	0,73	6,18	3,45	0,07	3,68	2,35	0,28	0,13	—	0,57	99,82
12	108	64,51	15,06	0,73	0,94	0,57	7,00	3,35	0,02	3,99	2,14	0,21	0,51	—	1,38	100,41
13	235	60,70	19,60	1,75	3,07	0,74	6,23	0,96	0,07	3,47	2,38	0,29	0,10	—	0,47	99,83
14	97	64,45	14,61	1,67	2,58	0,62	5,48	2,91	0,07	3,81	2,15	0,22	urme	—	1,29	99,86
15	94*c*	53,46	17,16	0,34	3,00	0,82	10,27	4,60	0,14	3,10	4,70	0,38	1,44	—	0,68	100,09
16	94*b*	57,96	17,27	1,36	1,00	0,40	10,55	1,44	0,14	1,15	8,19	0,09	—	—	0,28	99,83
17	94*a*	42,08	9,00	3,49	0,42	0,38	40,77	2,35	0,11	—	0,12	0,08	—	1,36	0,11	100,27
18	58	37,21	8,56	2,14	2,43	0,41	25,26	3,53	0,78	0,67	2,25	0,10	0,10	15,17	1,58	100,19
19	A*	2,90	0,20	0,13	0,09	—	54,21	1,06	—	—	—	—	—	41,38	—	100,67

*) Analiza chimică de calcar nemetamorfozat, după N. N. Curec (1954).

Tabelul nr. 3

Coeficienţi Niggli

Nr. crt.	PROBA	*si*	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	*w*	*ti*	*P*	*h*
1	17*b*	339,5	46,30	11,8	14,58	27,32	0,63	0,41	0,51	0,86	0,29	14,68
2	3	227,3	37,1	26,1	18,1	18,7	0,30	0,57	0,34	1,50	0,21	8,37
3	5	238,10	38,30	26,06	17,0	18,64	0,35	0,66	0,63	1,85	0,23	18,85
4	236	266,00	38,41	28,97	16,84	15,78	0,30	0,58	0,65	1,58	0,26	9,22
5	107	207,0	45,00	20,2	18,5	16,3	0,30	0,29	0,31	1,88	0,42	17,84
6	27	243,3	44,6	16,2	19,6	19,6	0,37	0,27	0,44	1,61	0,22	5,54
7	158 *a*	254,3	38,0	26,0	17,0	19,0	0,36	0,55	0,37	1,86	0,23	12,88
8	60	260,00	39,46	25,84	18,50	16,20	0,23	0,62	0,65	1,69	0,24	10,82
9	36	261,80	38,80	21,48	23,00	16,72	0,41	0,66	0,62	1,50	0,25	23,45
10	218	187,90	27,50	28,70	26,81	16,99	0,39	0,69	0,59	1,98	0,19	13,80
11	225	202,5	32,6	29,0	21,8	16,6	0,29	0,59	0,36	1,78	0,39	6,35
12	108	227,0	31,8	22,5	26,9	18,8	0,25	0,80	0,38	1,50	0,21	16,59
13	235	213,6	40,5	19,0	23,5	17,0	0,30	0,27	0,34	1,90	0,42	5,48
14	97	235,4	31,3	28,8	21,6	18,3	0,26	0,59	0,38	1,76	0,22	15,6
15	94*c*	141,9	27,4	26,7	29,8	16,1	0,50	0,58	0,50	1,59	0,47	6,06
16	94*b*	180,5	31,8	13,1	35,2	19,7	0,82	0,53	0,56	0,93	0,18	3,00
17	94*a*	72,4	9,5	12,0	78,8	0,1	1,0	0,53	0,88	0,54	0,10	0,75
18	58	85,2	11,6	21,7	62,0	4,7	0,67	0,59	0,43	0,68	0,13	12,12

Tabelul nr. 4

Celule standard (metoda Barth)

1	17	$K_{6.4}$	$Na_{3.4}$	$Ca_{2.6}$	$Mg_{0.6}$	$Fe_{1.0}$	$Al_{15.8}$	$Si_{61.8}$	$Ti_{0.1}$	$P_{0.1}$	$O_{155.2}$	$OH_{4.8}$
2	5	$K_{2.8}$	$Na_{3.6}$	$Ca_{3.9}$	$Mg_{3.6}$	$Fe_{3.6}$	$Al_{17.6}$	$Si_{56.5}$	$Ti_{0.4}$	$P_{0.1}$	$O_{151.4}$	$OH_{8.6}$
3	236	$K_{1.8}$	$Na_{4.6}$	$Ca_{3.4}$	$Mg_{3.4}$	$Fe_{3.4}$	$Al_{15.6}$	$Si_{59.8}$	$Ti_{0.3}$	$P_{0.1}$	$O_{156.4}$	$OH_{3.6}$
4	107	$K_{2.8}$	$Na_{4.0}$	$Ca_{4.8}$	$Mg_{1.5}$	$Fe_{3.6}$	$Al_{20.3}$	$Si_{52.9}$	$Ti_{0.4}$	$P_{0.0}$	$O_{150.8}$	$OH_{9.2}$
5	27	$K_{3.4}$	$Na_{5.6}$	$Ca_{4.5}$	$Mg_{1.0}$	$Fe_{2.8}$	$Al_{20.7}$	$Si_{56.6}$	$Ti_{0.4}$	$P_{0.1}$	$O_{157.6}$	$OH_{2.4}$
6	158*a*	$K_{3.0}$	$Na_{5.4}$	$Ca_{3.8}$	$Mg_{3.3}$	$Fe_{2.5}$	$Al_{17.1}$	$Si_{57.7}$	$Ti_{0.4}$	$P_{0.5}$	$O_{154.2}$	$OH_{5.8}$
7	60	$K_{2.0}$	$Na_{4.8}$	$Ca_{4.0}$	$Mg_{3.5}$	$Fe_{3.0}$	$Al_{17.6}$	$Si_{57.3}$	$Ti_{0.4}$	$P_{0.1}$	$O_{155.4}$	$OH_{4.6}$
8	218	$K_{3.8}$	$Na_{5.8}$	$Ca_{7.5}$	$Mg_{5.6}$	$Fe_{3.6}$	$Al_{15.6}$	$Si_{53.0}$	$Ti_{0.5}$	$P_{0.1}$	$O_{152.2}$	$OH_{7.8}$
9	225	$K_{2.6}$	$Na_{6.4}$	$Ca_{6.0}$	$Mg_{4.6}$	$Fe_{3.3}$	$Al_{17.7}$	$Si_{55.6}$	$Ti_{0.4}$	$P_{0.2}$	$O_{156.6}$	$OH_{3.4}$
10	94*c*	$K_{5.8}$	$Na_{5.8}$	$Ca_{10.4}$	$Mg_{6.5}$	$Fe_{2.7}$	$Al_{19.2}$	$Si_{50.8}$	$Ti_{0.5}$	$P_{0.2}$	$O_{155.6}$	$OH_{4.4}$
11	94*b*	$K_{10.0}$	$Na_{2.0}$	$Ca_{10.6}$	$Mg_{2.0}$	$Fe_{1.7}$	$Al_{19.0}$	$Si_{54.5}$	$Ti_{0.2}$	$P_{0.04}$	$O_{158.2}$	$OH_{1.8}$
12	94*a*	$K_{0.0}$	$Na_{0.0}$	$Ca_{44.5}$	$Mg_{3.5}$	$Fe_{3.1}$	$Al_{10.8}$	$Si_{43.1}$	$Ti_{0.3}$	$P_{0.04}$	$O_{159.4}$	$OH_{0.6}$
13	58	$K_{2.6}$	$Na_{1.2}$	$Ca_{25.0}$	$Mg_{4.8}$	$Fe_{3.8}$	$Al_{9.1}$	$Si_{33.7}$	$Ti_{0.2}$	$P_{0.04}$	O_{152}	OH_{8}
14	A*	K—	Na—	$Ca_{51.8}$	$Mg_{1.5}$	$Fe_{0.1}$	$Al_{0.2}$	$Si_{2.6}$	Ti—	P—		

* Analiza chimică de calcar nemetamorfozat, după N. N. Curec (1954).

Tabelul nr. 5

Elemente minore (p.p.m)

Nr. crt.	PROBA	Pb	Cu	Ga	Ni	Co	Cr	V	Be	Ba	Sr	Li
1	17	49	17	17	6	7	13	18	1,9	505	410	8
2	3	12	18	17	16	13	20	78	2,4	760	780	13
3	5	17	83	16	17	15	33	107	2,2	515	850	17
4	236	22	135	18	14	11	30	85	2,2	500	660	38
5	107	11	27	27	16	15	21	128	2,8	520	860	25
6	27	14	15	15	8	8	17	42	2,0	680	860	10
7	158*a*	25	15	14	13	13	17	60	2,0	620	700	15
8	60	12	135	16	16	11	35	112	2,0	525	730	13
9	105*a*	14	16	17	9	10	16	49	2,2	720	800	11
10	218	25	100	16	22	13	51	120	1,8	675	860	32
11	225	12	16	18	16	13	20	76	2,0	740	810	7
12	108	10	11	8	19	14	29	76	2,1	820	960	<3
13	235	14	20	20	52	17	84	94	2,6	660	1000	15
14	97	14	17	17	17	13	25	78	2,0	700	960	15
15	94*c*	21	15	16	25	22	29	160	<1	950	960	72
16	94*b*	24	12	12	<5	5	10	36	<1	760	660	3
17	238*a*	500	105	24	48	24	85	185	4,3	27	240	10
18	94*a*	10	62	18	64	25	72	150	4,1	86	600	10
19	238*a*	31	23	10	20	10	36	22	<1	130	>1000	10
20	58	580	113	10	23	34	56	51	<1	680	>1000	21
21	105*b*	9	22	21	19	14	23	110	3,0	480	720	20
22	158*b*	10	25	24	14	10	13	130	2,4	400	800	29
23	82	6	5	5	10	8	18	17	1,5	670	760	<3
24	150	13	250	20	50	34	57	130	3,2	435	355	82

fără contururi proprii (pl. V, fig. 3). Subordonat, apar wollastonit, vezuvian, oligist (pl. V, fig. 4), epidot etc., cu o repartiţie foarte capricioasă.

Contactul exoskarnului cu endoskarnul este marcat de o zonă îngustă, milimetrică, diopsido-granatiferă, intens caolinizată (pl. V, fig. 1).

Chimismul exoskarnului, raportat la compoziţia chimică a unui calcar skarnificat şi a calcarului netransformat, indică astfel o concentrare mare de minerale de contact, născute pe seama calcarului, în care au pătruns din abundenţă silice, aluminiu, fier, magneziu şi probabil calciu. Din reacţia acestora au rezultat mineralele citate, modificîndu-se în acelaşi sens şi greutăţile specifice ale rocilor. Este foarte posibil ca magneziul existent în skarne şi calcare skarnificate să fie în parte difuzat din banatit, în parte provenit din calcar.

Faţă de compoziţia chimică a calcarului metamorfozat (N. N. Curec, 1954), atît calcarele skarnificate, cît şi exoskarnele, prin cantităţile de silice, aluminiu, fier şi magneziu, indică limita pînă la care au migrat aceste elemente, limita aureolei de contact reieşind ca deosebit de netă.

Graficul din figura 3 ilustrează variaţia conţinuturilor în oxizi, ca şi a greutăţilor specifice ale rocilor respective, indicînd o concentrare mare a elementelor chimice în endoskarn şi în exoskarn.

Elementele minore (tabelul nr. 5): V, Cr, Ni, Li, Co, Ba şi Sr, înregistrează concentrări importante atît în granodioritele contaminate şi metasomatizate, cît şi în exoskarne.

Fosforul şi titanul se concentrează de asemenea în granodioritele contaminate şi metasomatizate; celelalte elemente arată o amplitudine mai mare a frontului metasomatic, concentrîndu-se neregulat atît în calcare skarnificate, cît şi în exoskarne.

Evoluţia chimică a granodioritelor descrise trebuie urmărită pornind de la granodioritele normale spre granodioritele contaminate. Astfel, valoarea lui *c* manifestă o creştere spre rocile contaminate de calcare, paralel cu descreşterea conţinutului în silice al acestor roci. O descreştere sensibilă în acelaşi sens o înregistrează *fm*, în timp ce valorile *al* şi, în măsură mult mai redusă, *alk* descresc uşor în granodioritele contaminate de calcare.

Comparînd curbele pentru *c*, *fm*, *alk*, şi *al* ale granodioritelor de la Ascuţita Mare cu curbele sintetice construite pentru rocile întregii provincii banatitice (D. Giuşcă, G. Cioflica, şi H. Savu, 1965), se constată valori în general uşor mai ridicate pentru *c* şi în mai mică măsură pentru *al* atît la granodioritele normale, cît mai ales la cele contaminate (fig. 4). Curba *fm* pentru granodioritele de la Ascuţita Mare are o poziţie inversă celei sintetice pentru banatite, iar curba pentru *alk* aproape că se suprapune celei sintetice, cu excepţia granodioritelor contaminate de calcare şi metasomatizate, cu valoarea lui *alk* mai ridicată, datorită metasomatozei potasice.

Diagrama de variaţie a CaO, $Na_2O + K_2O$, raportate la SiO_2 (fig. 2), pune în evidenţă complexitatea modificărilor chimice, care rezultă din procesul de contaminare şi metasomatoză. Astfel, conţinutul în silice variază de la 54 la 71, în acest interval diferenţa dintre oxidul de calciu şi alcalii menţinîndu-se în general foarte redusă. În rocile

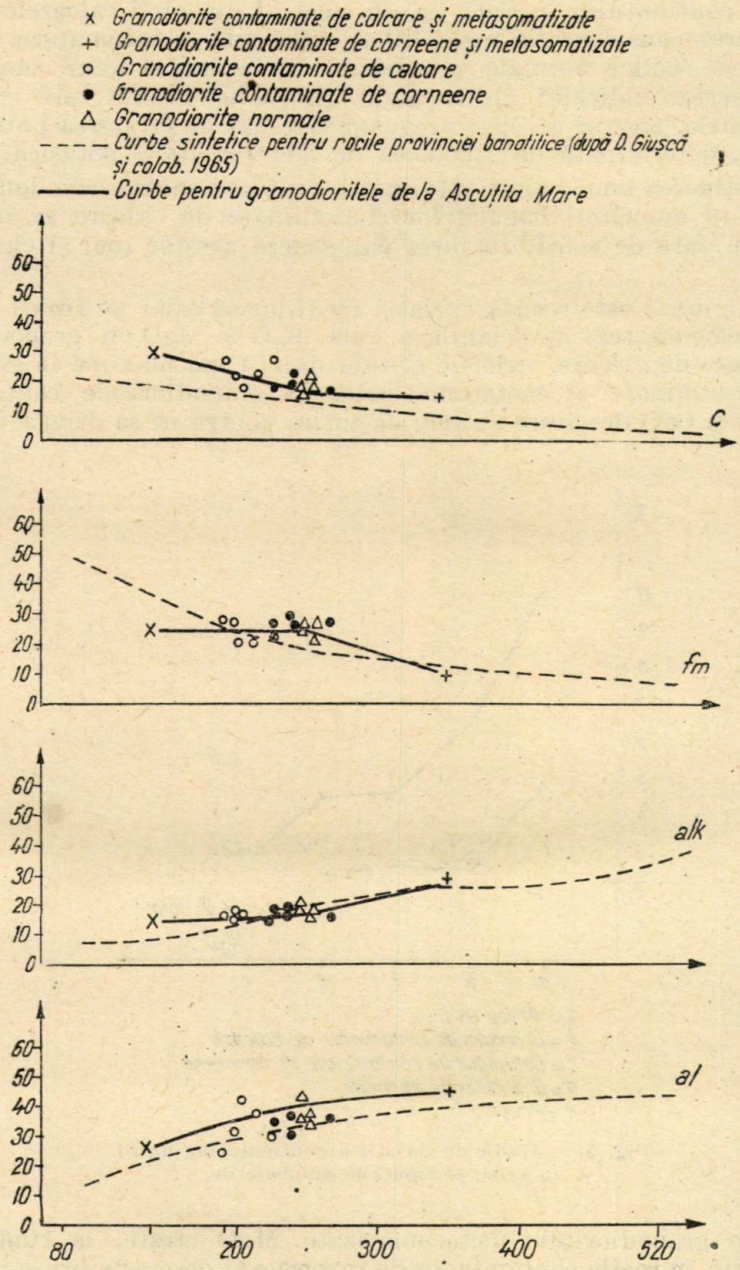


Fig. 4. — Diagramă comparativă între rocile granodioritice de la Ascuțita Mare și rocile provinciei banatitice.

cu chimism sienodioritic, această mică diferenţă este rezultată atît din creşterea conţinutului în CaO, ca un efect al digerării calcarelor, cît şi din creşterea considerabilă a alcaliilor, reflectînd metasomatoza intensă. Majoritatea rocilor normale se situează în domeniul unui conţinut în silice superior indicelui alcali-calcic. În rocile situate spre contactul cu corneenele, efectul cel mai pregnant este dat de creşterea puternică a alcaliilor, determinată de asemenea de metasomatoza potasică.

Menţinerea unor valori extrem de apropiate pentru cele două grupe de oxizi în domeniul banatitelor contaminate de calcare ar putea să reflecte o stare de echilibru între parageneza acestor roci şi chimismul soluţiilor.

În figura 5 este redată variaţia mediilor oxizilor pe tipuri de roci, care indică o creştere apreciabilă a CaO, K_2O şi MgO în granodioritele contaminate de calcare, valorile acestor oxizi fiind maxime în granodioritele contaminate şi metasomatizate. În granodioritele contaminate de corneene, CaO descreşte extrem de puţin, pentru ca să atingă valoarea

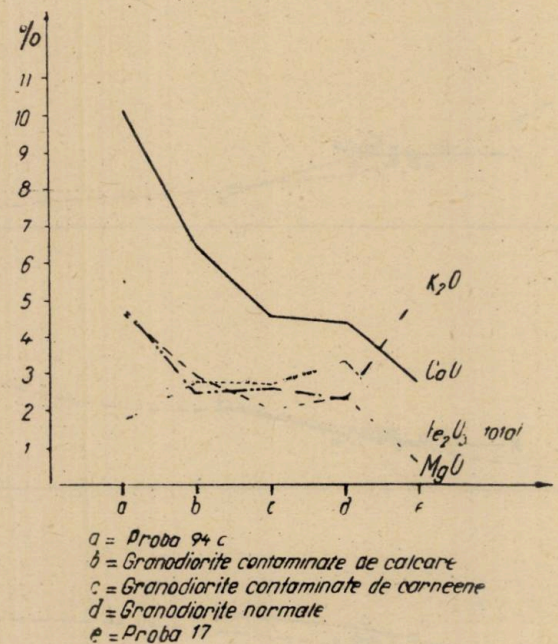


Fig. 5. — Grafic de variaţie a conţinuturilor medii în oxizi, pe tipuri de granodiorite.

minimă în granodioritele metasomatizate. MgO creşte, la rîndul său, foarte puţin în rocile contaminate de corneene şi descreşte brusc în proba 17. În sens invers, K_2O, după o descreştre uşoară în granodioritele contaminate creşte puternic în proba 17, ca efect al adaosului metasomatic. Fe_2O_3 rămîne constant în granodioritele normale şi în granodioritele contaminate de calcare, descrescînd în proba 94 *c*, iar în granodioritele

contaminate de corneene creșterea este ușor accentuată, descrescînd apoi evident în proba 17.

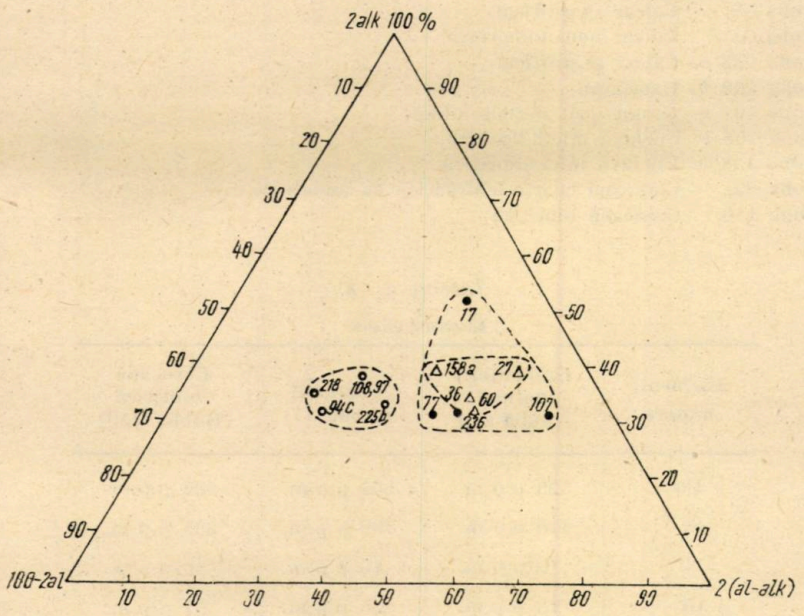
În concluzie, contactul granodioritelor de la Ascuțita Mare în calcare și corneene, arată fenomene pregnante de asimilație și metasomatism pe distanță redusă de la contact. Aceste transformări conduc la parageneze specifice, iar compoziția chimică a acestora permite să se evidențieze în mod absolut efectele metasomatozei potasice.

Astfel, toate rocile contaminate de corneene sau de calcare poartă și amprenta metasomatozei alcaline prin larga dezvoltare a ortozei.

Ca rezultat al contaminării cu corneene, apar ca minerale caracteristice: cuarț relict, biotit, muscovit și andaluzit. Metasomatoza alcalină supraadăugată duce la formarea rocilor cu caracter adamellitic.

În rocile contaminate de calcare, cantitatea de cuarț diminuează pînă la dispariție. Apar, în schimb, piroxen, wollastonit, epidot și uneori granat. Ca efect al metasomatozei, se dezvoltă ortoza. Piroxenul poate fi, într-o oarecare măsură, de asemenea produs al metasomatozei. Prin aceste modificări complexe, granodioritul evoluează către o rocă cu caracter dioritic sau sienodioritic.

În triunghiul lui Niggli, construit pe baza conținutului normativ de plagioclazi și feldspați alcalini (fig. 6), granodioritele normale se înscriu într-o arie redusă, care tinde să se lărgească atît sub influența contaminării cu corneene, prin apariția de minerale melanocrate, cît și sub influența metasomatozei, prin dezvoltarea largă a ortozei. În



• Granodiorite contaminate de corneene; o Granodiorite contaminate de calcare
△ Granodiorite normale

Fig. 6. — Diagrama variației conținutului normativ în plagioclazi și feldspați alcalini ai banatitelor (după metoda Niggli).

acelaşi triunghi, granodioritele contaminate de calcare se înscriu într-o arie separată, mai restrînsă, plasată aproape în centrul triunghiului, ca efect, în măsură aproape egală, al contaminării cu calcare şi al metasomatozei.

TABEL DE PROBE ANALIZATE

Proba 17. Granodiorit contaminat de corneene şi metasomatizat.
Proba 3. Porfir granodioritic contaminat de corneene, injecţie.
Proba 5. *Idem*, facies marginal.
Proba 236. Granodiorit contaminat de corneene.
Proba 107. Granodiorit contaminat de corneene.
Proba 27. Granodiorit necontaminat.
Proba 158 *a*. Granodiorit necontaminat.
Proba 60. Granodiorit necontaminat.
Proba 36. Granodiorit necontaminat.
Proba 218. Granodiorit contaminat de calcare.
Proba 225. Granodiorit contaminat de calcare.
Proba 108. Granodiorit contaminat de calcare.
Proba 235. Granodiorit contaminat de calcare.
Proba 97. Porfir granodioritic contaminat de calcare.
Proba 94 *c*. Granodiorit contaminat de calcare şi metasomatizat.
Proba 94 *b*. Endoskarn.
Proba 94 *a*. Exoskarn.
Proba 58. Calcar skarnificat.
Proba A. Calcar nemetamorfozat,
Proba 238 *a*. Calcar skarnificat.
Proba 238 *b*. Exoskarn.
Proba 105 *a*. Granodiorit necontaminat.
Proba 105 *b*. Enclavă microdioritică.
Proba 158 *b*. Enclavă microdioritică.
Proba 82. Corneană cuarţo-feldspatică cu andaluzit.
Proba 150. Corneană biotitică.

Tabelul nr. 6

Elemente minore

Elemente minore	Granodiorit normal (proba 60)	Adamellit (proba 17)	Corneană biotitică (proba 150)
Ba	525 p.p.m.	505 p.p.m.	435 p.p.m.
Sr	410 p.p.m.	730 p.p.m.	355 p.p.m.
Ni	6 p.p.m.	16 p.p.m.	50 p.p.m.
Cr	13 p.p.m.	35 p.p.m.	57 p.p.m.
Co	7 p.p.m.	11 p.p.m.	34 p.p.m.
V	18 p.p.m.	112 p.p.m.	130 p.p.m.
Li	8 p.p.m.	13 p.p.m.	82 p.p.m.

CONTAMINATED GRANODIORITES AT ASCUȚITA MARE

ABSTRACT

As a result of the assimilation of the Turonian silicated and calcareous rocks, the banatitic granodiorites of Ascuțita Mare have their mineral and chemical composition modified, turning into rocks with adamellitic or dioritic, syenodioritic character.

The superimposed potash metasomatism led to local enrichment of these rocks in orthoclase.

The minerals characteristic of the facies contaminated by hornfels are: biotite, abundant quartz, muscovite, andalusite while those of the facies contaminated by limestones are pyroxene, quartz in small amounts, wollastonite, epidote and garnets.

The chemical composition of these rocks also testifies to the existence of the assimilation phenomena and of alkali metasomatism.

BIBLIOGRAFIE

CODARCEA AL. (1931), *Studiul geologic și petrografic al regiunii Ocna de Fier — Bocșa Montană*, An. Inst. geol., **XV**.

CODARCEA AL. și PAVELESCU L. (1957), *Cercetări geologice în regiunea Ruschița*, D. S. Inst. geol., **XXXVIII**.

CONSTANTINOF D., MÎNZATU SILVIA și COLIOS ELENA (1965), *Aspecte ale endometamorfismului de contact în banatitele de la Oravița (Banat)*, Congr. VII, Assoc. geol. carp. -balc., Reports 3, Sofia 1965.

CUREC N. N. (1954), *Izmenennie okolorudnie porodi ih poiskovoe znacenie*, Trudi Vsesoiuznogo naucino-issl. Gheol. instituta (NSEGHIN), Moscova.

GIUȘCĂ D., BILOIU M., RĂDULESCU D., STIOPOL V. și DIMITRESCU R. (1956), *Studiul petrografic al Masivului Poiana Ruscă de SW*, D. S. Inst. geol., **XL**.

GIUȘCĂ D., CIOFLICA GR. et SAVU H. (1965), *Les caractères chimiques des roches de la Province banatitique*, Congr. VII, Assoc. geol. carp.-balc. Reports 3, Sofia 1965.

IANOVICI V., GIUȘCĂ D. et IONESCU JEANA (1965), *Géochimie des processus d'altération hydrothermale des roches banatitiques de Moldova Nouă (Banat)*, Congr. VII, Assoc. geol. carp. — balc., Reports 3, Sofia 1965.

JOHANNSEN A. (1958), *A descriptive petrography of the igneous rocks*, Chicago.

RAGUIN E. (1957), *Géologie du granite*, Paris.

RANKAMA K. a. SAHAMA TH . G. (1964), *Geochemistry*, Chicago.

REYNOLDS D. (1964), *The sequence of geochemical changes leading to granitization*, Londra, Q.J.G.S., **II**.

TILLEY C.E. (1951), *The zoned contact skarns of the Broadford area Skye*, Mineral Mag., **XXIX**, *214*.

Primit în redacție la 20 iulie 1967

Institutul geologic al Comitetului de Stat al Geologiei

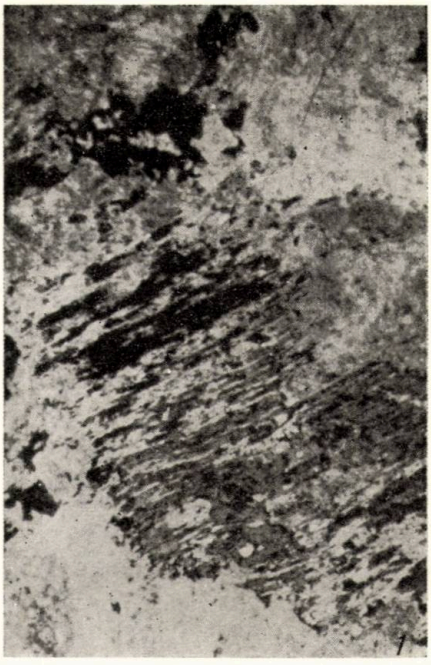
PLANȘA I

Fig. 1. — Biotit decolorat și cloritizat în granodiorite contaminate de corneene. 25 × NII.

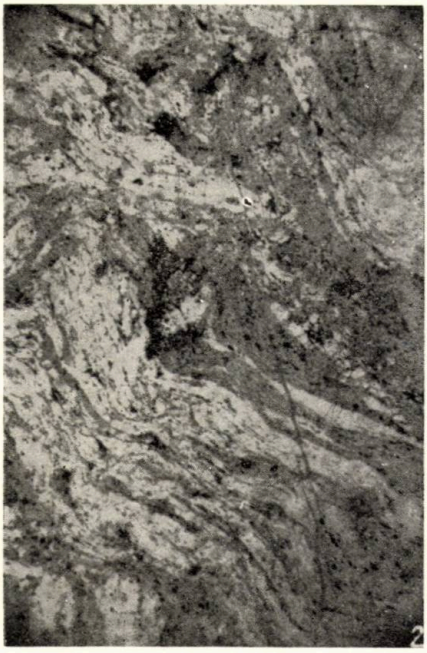
Fig. 2. — Enclavă de corneană cuarțitică, cu textură relictă, în granodiorite. 4 × NII.

Fig. 3. — Enclavă de corneană cuarțo-feldspatică cu andaluzit proaspăt (*A*) și sericitizat (*B*). 20 × NII.

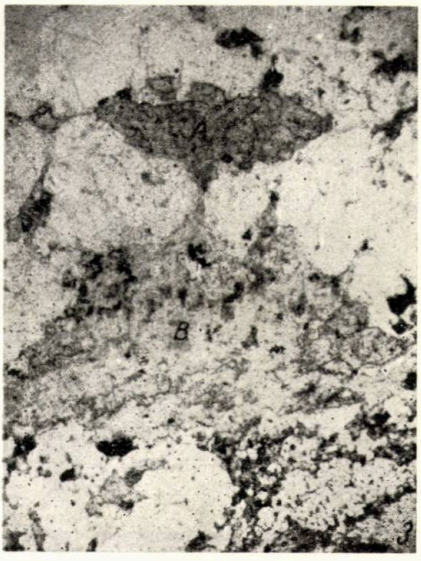
Fig. 4. — Contact între enclavă (E) și granodiorit (G) marcat de o bordură de biotit (*B*). 4 × NII.



1



2

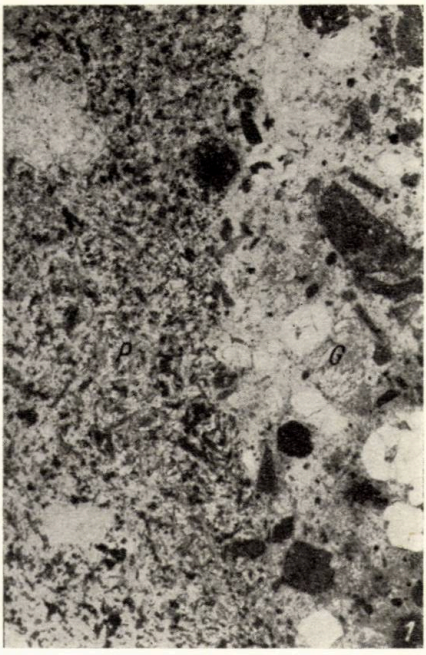


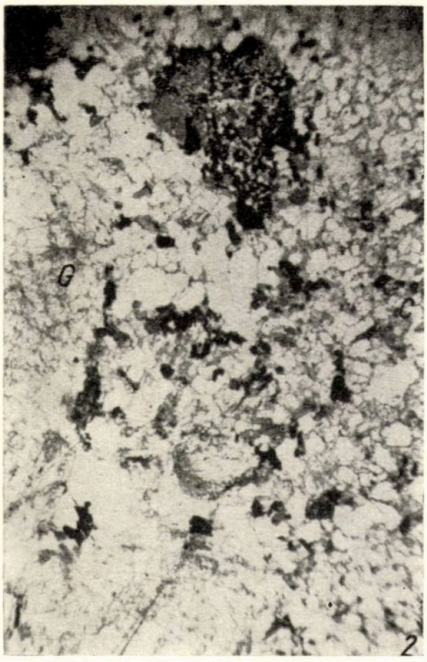
3

4

PLANȘA II

Fig. 1. — Enclavă de microdiorit porfiric (*P*) în porfir granodioritic (*G*). 5 × NII.
Fig. 2. — Enclavă cuarțo-feldspatică (*C*) în granodiorit (*G*). 85 × NII.
Fig. 3. — *Idem*, N +
Fig. 4. — Granodiorit contaminat de corneene cu biotit (*B*), dezvoltat în pastă. 6 × NII.


P
G
1


G
2

3

B
4

PLANȘA III

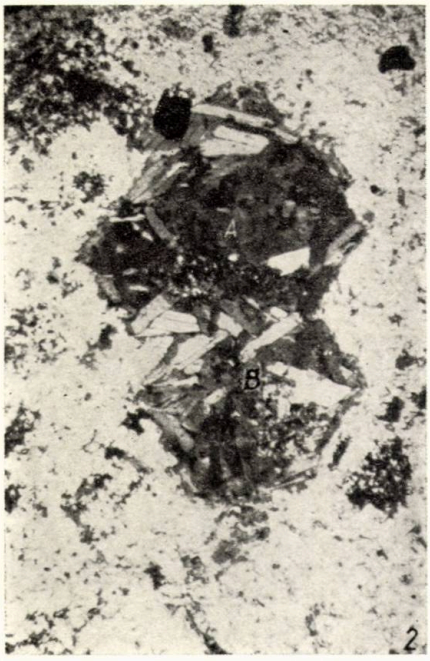
Fig. 1. — Biotit cu structură decussată (*B*) pseudomorfozînd hornblenda în granodiorite contaminate de corneene. 40 × NII.

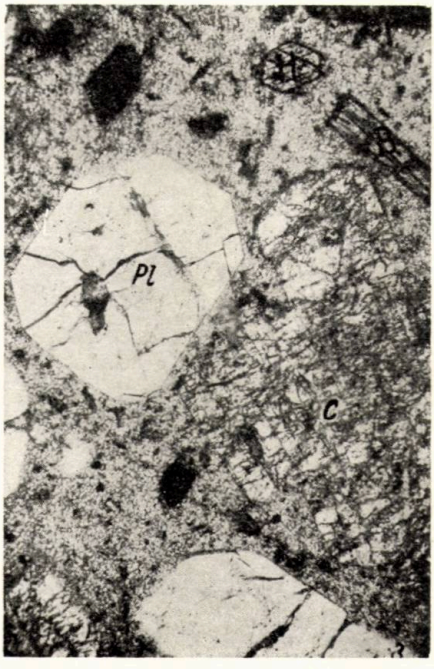
Fig. 2. — Biotit cu structură decussată (*B*) pseudomorfozînd hornblenda în granodiorite contaminate de corneene. 40 × NII.

Fig. 3. — Granodiorit cu structură porfirică, cu plagioclaz proaspăt, idiomorf (*Pl*) sau caolinizat (*C*), biotit (*B*) și hornblendă (*H*). 25 × NII.

Fig. 4. — Plagioclaz (*Pl*) metasomatizat de ortoză (*O*) în granodioritele contaminate de corneene. 40 × N +.

B
1


A
B
2


Pl
C
3

O
Pl
4

PLANȘA IV

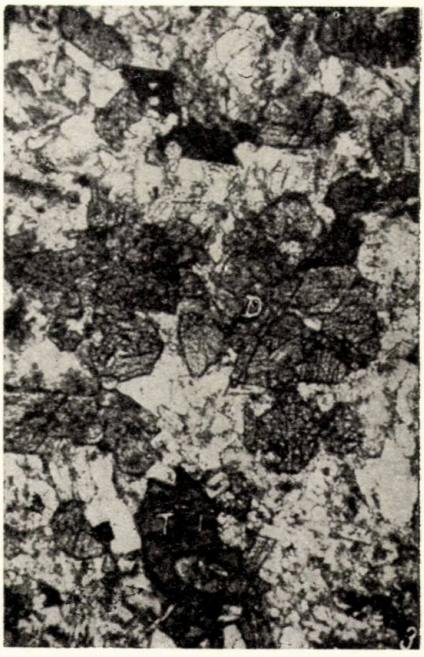
Fig. 1. — Biotit metasomatic cu dezvoltare porfiroblastică în granodiorite contaminate de corneene. 180 × NII.

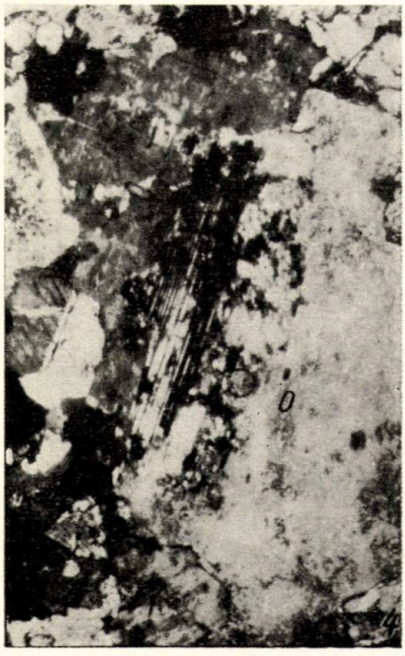
Fig. 2. — Piroxen metasomatic (*D*), cu biotit relict la centru (*B*), în granodiorite contaminate de calcare. 30 × NII.

Fig. 3. — Granodiorite, contaminate de calcare, cu sfen idiomorf (*T*) și piroxen (*D*). 25 × NII.

Fig. 4. — Plagioclaz maclat polisintetic, metasomatizat de ortoză (*O*), în granodioritele contaminate de calcare (proba 94 *c*). 45 × N+.

D
B


D
T


O

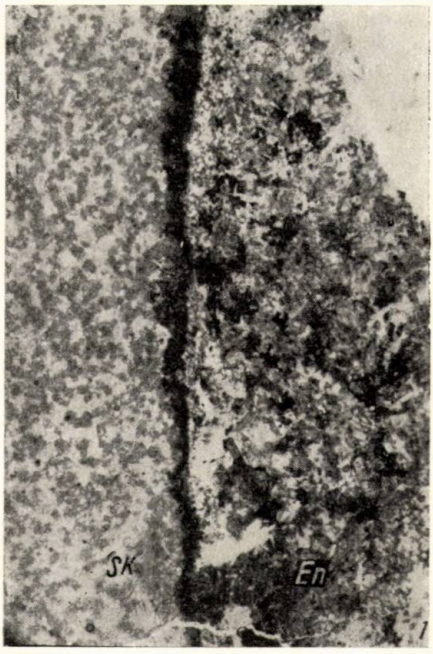
PLANȘA V

Fig. 1. — Contact între exoskarn (*Sk*) și endoskarn (*En*), marcat de o zonă caolinizată (*C*). 7 × NII.

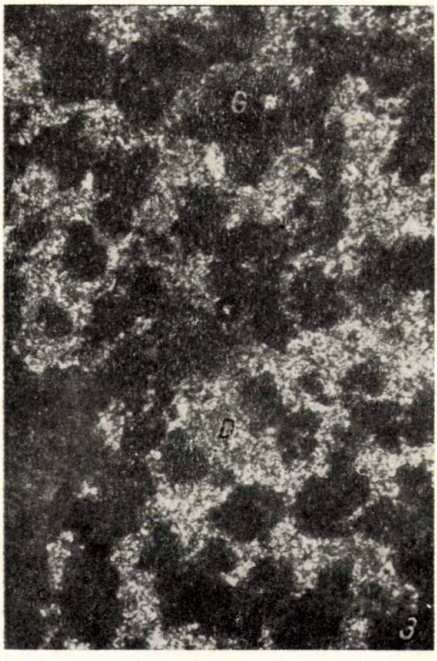
Fig. 2. — Detaliu în endoskarn, cu ortoză metasomatică (*O*) ușor caolinizată, cu incluziuni de sfen (*T*) și piroxen (*D*). 20 × N+.

Fig. 3. — Detaliu în exoskarn, cu fond diopsidic (*D*) și granați (*G*) incomplet individualizați. 30 × N+.

Fig. 4. — Exoskarn cu rozete de oligist. 40 × NII.


SK
En
1

D
D
2


G
D
3

4

IGNIMBRITELE DE LA ORAȘU NOU (JUD. SATU MARE) *

DE

VASILE BÎRLEA

Noțiunea de „ignimbrite" a fost utilizată pentru prima dată în literatura geologică de către P. Marshall (1935), pentru a desemna rocile acide din North Island (Noua Zeelandă), provenite din erupții de tipul norilor arzători.

Ulterior, roci asemănătoare cu cele descrise de P. Marshall au fost identificate în numeroase regiuni ale globului, diferiții autori introducînd denumiri noi — sinonime cu noțiunea de ignimbrite — și încercînd explicarea genezei acestor roci în moduri variate (S. Hjelmqvist, 1953; T. Ishikawa, 1957; Ch. Oftedahl, 1957; R. C. Martin, 1959; P. S. Ray, 1960; A. Rittman, 1960; Alexandra Sagatovici și colab., 1960; R. L. Smith, 1960; R. W. van Bemmelen, 1961; F. R. Boyd, 1961; E. Felsegy și colab., 1963; S. P. Kamenețki 1963; Alexandra Sagatovici, 1965; E. M. Titov, 1966).

Din publicațiile apărute în ultimii ani, în special din cele în care se propun clasificări și definiții (C. S. Ross și R. L. Smith, 1961; V. I. Vlodaveț, 1961; H. Pichler 1963), reies unele caractere generale proprii vulcanitelor de tip ignimbritic, definitorii și pentru produsele vulcanismului neogen de la Orașu Nou. În general, ignimbritele se caracterizează prin:

— chimism acid, uneori intermediar;

— cantitate minimă de H_2O de 1—3% în lavă, necesară pentru asigurarea fluidizării produselor expulzate;

— proveniență din extruziuni prin aparate centrale (cratere) sau de-a lungul unor fracturi liniare și depunere subaeriană;

— forme de zăcămînt tabulare și dimensiuni mari (zeci de km²).

---

* Comunicare susținută la Sesiunea științifică a întreprinderii geologice de prospecțiuni, 7 martie 1966.

St. și cerc. de geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 14, nr. 1, p. 83–96, București, 1969

Principalele teorii asupra formării lor iau în considerare: curgeri de lave diferențiate prin licuație, curgeri de cenușă, nisip incandescent sau piatră ponce sau nori incandescenți avînd în suspensie particule solide.

Rocile eruptive de la Orașu Nou au fost descrise de către cercetătorii anteriori ca: liparite caolinizate și tufuri (K. Roth von Telegd, 1909), perlite, riolite și tufuri riolitice(Alexandra Sagatovici, 1964; Filareta Arion[1]), perlite, tufuri andezitice silicifiate (Filareta Arion și S. Seiceanu[2]), perlite, dacite (I C. Popescu[3]), perlite, hialodacite și piroclastice (Cornelia Andrei[4]).

Cercetările noastre întreprinse în anul 1965, privind natura și modul de zăcămînt al vulcanitelor de la Orașu Nou (Maramureș), ne-au condus la concluzia că aceste roci aparțin grupei ignimbritelor, în sensul larg acceptat de A. Steiner (1960). Pentru considerarea vulcanitelor de aici ca ignimbrite pledează:

— dublul caracter de piroclastite și curgere a formațiunilor, ale căror caractere macroscopice și microscopice nu corespund tipurilor clasice de riolite sau dacite;

— chimismul corespunzător unor lave dacitice cu apă de constituție între 1 și 8%;

— formă de zăcămînt tabulară.

DESCRIEREA ROCILOR

În complexul eruptiv de la Orașu Nou am separat: 1) sticle perlitice; 2) sticle vacuolare; și 3) piroclastite.

1. **Sticlele perlitice** (perlitele) prezintă separații de formă sferoidală cu dimensiuni variabile, de 1—3 mm (mai rar pînă la 5 cm) diametru. Culoarea are diferite nuanțe, de la negru-vinețiu pînă la cenușiu deschis-gălbui, și este repartizată uniform sau în benzi alternante. Culoarea se schimbă uneori și în interiorul unui singur nodul perlitic, în centru fiind un nucleu mai închis și învelișurile exterioare mai deschise. Spărtura este neregulată la varietățile cu perle mici (1—3 mm) și concoidală la cele cu perle mari. Uneori, în masa rocii sînt înglobate cristale de feldspați și fragmente de roci consolidate anterior.

La microscop se observă, o masă sticloasă omogenă, de culoare cenușie cu fisurație perlitică caracteristică, conținînd pînă la 30—35% cristalite (longulite) și rare schelete de cristale de feldspat (după indicele de refracție), dispuse paralel și mulînd fragmentele sau cristalele înglobate.

---

[1] Filareta Arion, *Raport geologic asupra zonei Orașu Nou — Prilog (Țara Oașului)*, Arh. Com. geol., 1957.

[2] Filareta Arion și S. Seiceanu, *Raport geologic asupra zonei Orașu Nou-Cămîrzana (Țara Oașului)*, Arh. Com. geol., 1956.

[3] I. C. Popescu, *Studiul geologic și petrografic al eruptivului nou din regiunea Turț-Orașu Nou, Baia Mare*, Arh. Com. geol., 1957.

[4] Cornelia Andrei, *Raport privind documentarea mineralogică-petrografică a șantierului I.S.E.M. Orașu Nou, reg. Maramureș*, Arh. Com. geol., 1965.

Orientarea cristalitelor materializează curgerea, observîndu-se și efectul curenților turbionari formați în jurul fragmentelor. Aceasta indică o deosebită fluiditate a lavei și o viteză mare de curgere, imprimînd rocii o textură caracteristică fluidală.

În masa sticloasă, de obicei omogenă, se observă uneori fragmente de cristale sau cristale întregi de feldspați (8%), reprezentați prin oligoclaz cu 22—25% An, andezin cu 32—35% An și labrador cu 65% An, fragmente de sticlă vacuolară (4—5%), de andezit piroxenic (1%) și de gresii cuarțoase cu muscovit (1—2%).

Sticlele perlitice au indicele de refracție mediu de 1,503 (determinat prin metoda imersiei) și densitatea de 2,20, corespunzînd unei cantități de 68% SiO_2, adică unei lave dacitice.

2. **Sticlele vacuolare** au la prima vedere aspect de tufuri, fapt care a condus la considerarea lor drept tufuri andezitice sau riolitice. Sînt roci de culoare albă, cenușie deschis, gălbuie-roșcată, violacee, deseori prezentînd o alternanță de nuanțe. Caracteristică este prezența vacuolelor de diferite dimensiuni, care dau rocilor un aspect spumos.

Pe baza dimensiunii vacuolelor am separat macroscopic următoarele varietăți:

a) sticle cu vacuole submilimetrice;
b) sticle cu vacuole milimetrice;
c) sticle cu vacuole centimetrice.

Trecerile de la un tip la altul se fac de obicei gradat, cele mai frecvente fiind sticlele cu vacuole submilimetrice și milimetrice.

a) *Sticlele cu vacuole submilimetrice* par compacte, deoarece vacuolele se văd greu cu ochiul liber. Au culoare cenușie-violacee pînă la albgălbuie, sînt deseori fin rubanate și alternează cu fîșii subțiri de sticlă perlitică. Textura este totdeauna pronunțat fluidală, marcată prin așezarea vacuolelor în șisturi paralele.

Sub microscop se prezintă ca o masă sticloasă, alcătuită, din benzi gălbui cu luminozitate diferită, în tot cuprinsul ei dezvoltîndu-se vacuole de formă ovoidală sau neregulată, mai frecvente în unele fîșii și mai rare în altele. Pe alocuri se observă că masa sticloasă este alcătuită din particule de sticlă sudate între ele, alungite și avînd capetele destrămate (în coadă de cal). De cele mai multe ori însă, sudarea particulelor este mascată de fenomenele ulterioare de devitrificare. În masa sticloasă se observă adesea cristalite (longulite), dispuse orientat, în cute sau turbionar. Trecerile dintre fîșiile mai compacte și cele cu multe vacuole se fac treptat, în secțiuni subțiri remarcîndu-se aspecte lentiliforme, fusiforme sau neregulate. Fîșiile mulează deseori fragmentele colțuroase de cristale sau roci prinse în masă, uneori observîndu-se reacții între sticlă și fragmente, reacții materializate prin ștergerea treptată a contururilor acestora.

b) *Sticlele cu vacuole milimetrice* și c) *sticlele cu vacuole centimetrice* se deosebesc ușor macroscopic. Sub microscop, în stare proaspătă, ele prezintă aceleași caracteristici ca și sticlele vacuolare submilimetrice, avînd frecvent masa sticloasă devitrificată intens și transformată într-un agregat criptocristalin cu reacție difuză. Pe alocuri, sticlele cu vacuole alternează cu fîșii subțiri de sticle perlitice (fig. 1). În masa sticlelor

vacuolare apar cristale întregi sau fragmente de cristale de feldspat plagioclaz (andezin, 45% An), maclat, frecvent zonat, foarte rar cuarț cu extincție rulantă, bucățele angulare de sticlă vacuolară, sticlă perlitică, fragmente de gresie cuarțoasă și de andezite piroxenice. Aceste fragmente sînt mai abundente decît în sticla perlitică (15—35%), au dimensiuni de la 0,1 la 5—6 cm diametru și se dispun, în general, pa-

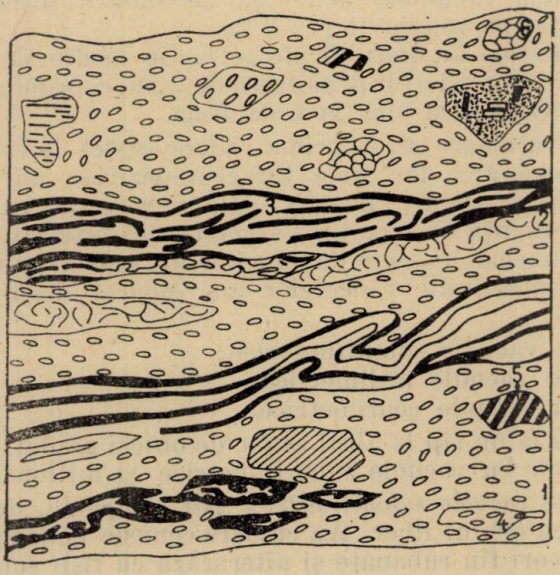


Fig. 1. — *1*, Sticlă vacuolară; *2*, fișii perlitice; *3*, fișii limonitice; *4*, fragmente de sticlă vacuolară; *5*, feldspații; *6*, gresii; *7*, andezit piroxenic. Mărime naturală.

ralel cu direcțiile de curgere. Uneori sînt atît de numeroase, încît imprimă rocii un aspect de microbrecie.

3) *Piroclastitele* constituie un element important în alcătuirea geologică a regiunii. Deși aflorimentele sînt foarte rare, din corelarea lor cu datele obținute prin foraje și lucrări miniere reiese că piroclastitele formează un nivel cu grosime variabilă, dispus peste sticle vacuolare și perlitice sau direct peste sedimentar. Deasupra lor se dezvoltă un alt nivel de sticle vacuolare sau perlitice. Studiul amănunțit al aflorimentelor și al carotelor extrase din foraje relevă existența mai multor ritmuri în nivelul de piroclastite. Ritmurile au grosimi între 2 și 15 cm, fiecare în parte prezentînd treceri gradate de la materialul grosier, dispus spre bază, la cel fin pelitic (tufaceu), dispus spre partea superioară. Între ritmuri nu există suprafețe de demarcație netă, iar în ritmul propriu-zis apar din loc în loc elemente diferite de granulometrie generală.

Fiecare ritm este alcătuit dintr-un fond de particule de sticlă cu dimensiuni submilimetrice sau milimetrice (70—75%), cu culoare gălbuie sau cenușie, în care sînt prinse elemente angulare de dimensiuni de la

subcentimetrice pînă la 5—6 cm, excepțional 10—15 cm diametru (30—75%).

Elementele sînt alcătuite predominant (80%) din sticle vacuolare cu diferite dimensiuni ale vacuolelor, sticle perlitice (15%), andezite piroxenice (2—3%), gresii cuarțoase (2%) și foarte rar marne.

În partea inferioară a nivelului de piroclastite, mai rar în cuprinsul său, se individualizează intercalații cu grosimi de 30—80 cm de roci cu aspect brecios, alcătuite din elemente colțuroase de sticlă vacuolară cu dimensiuni pînă la 30 cm diametru, prinse într-o masă sticloasă brună. În unele locuri, în cuprinsul piroclastitelor apar intercalații subțiri de sticle perlitice sau vacuolare.

FENOMENE DE METAMORFISM HIDROTERMAL

După consolidare, vulcanitele ignimbritice de la Orașu Nou au suferit procese de transformare hidrotermală cu intensități diferite, mergînd pînă la completa modificare a rocilor. Astfel de fenomene pot fi grupate, după caracterul și sfera de răspîndire, astfel:

1) fenomene regionale de transformare hidrotermală: a) silicifiere, b) sericitizare, c) caolinizare, d) piritizare.

2) fenomene locale de transformare hidrotermală: a) bentonitizare, b) silicifiere, c) zeolitizare, d) limonitizare.

1. FENOMENE REGIONALE DE TRANSFORMARE HIDROTERMALĂ

a) *Silicifierea*, are dezvoltare foarte mare, în special în sticlele vacuolare cu vacuole milimetrice și centimetrice, fiind bine dezvoltată și în sticlele cu vacuole mici. Astfel, studiind microscopic sticlele perlitice și cele vacuolare se observă că în anumite porțiuni sticla inițială este complet înlocuită cu cuarț, dispus sub forma unor agregate granulare care urmăresc planele fluidale.

b) *Sericitizarea* se manifestă în special asupra fragmentelor de feldspați existente în rocă; rezultatul constă în formarea unor plaje de sericit, care uneori depășesc conturul cristalelor.

c) *Caolinizarea* afectează cristalele de feldspat și uneori elementele de sticlă, mineralele argiloase rezultate dispunîndu-se sub forma unor aglomerări rotunde.

d) *Piritizarea* constă în cristale fine de pirită, dispuse în filme submilimetrice pe fisuri sau dispersate în masa rocii, și afectează în special sticlele vacuolare.

2. FENOMENE LOCALE DE TRANSFORMARE HIDROTERMALĂ

În afara alterărilor cu caracter general, specifice vulcanitelor din regiunea Baia Mare, alterări legate de circulația unor soluții hidrotermale în toată masa rocilor, la Orașu Nou se mai remarcă și fenomene de alterare de un tip mai deosebit, cauzate de soluțiile cu un caracter foarte alcalin, care au produs acumulări importante de bentonite.

a) *Bentonitizarea* rocilor studiate are un caracter amplu, afectînd de obicei masa sticlelor perlitice sau fragmentele din astfel de sticle prinse în sticlele vacuolare şi piroclastite şi mai rar masa sticlelor vacuolare. Se ajunge astfel la înlocuirea cu bentonită a sticlelor perlitice, pe grosimi ce depăşesc uneori 20 m şi lungimi de 50—100 m sau mai mari, formîndu-se acumulări cu caracter economic.

Aceste acumulări au fost cercetate cu lucrări miniere şi de foraj, cu ajutorul cărora s-a putut studia evoluţia procesului de bentonitizare, stabilindu-se că transformarea a început în zonele de fracturi ce afectează masa rocii, avansînd treptat pe fisurile mai mici şi pe fisurile perlitice pînă la completa substituire a sticlei printr-un agregat predominant montmorillonitic.

Stadiile de transformare sînt bine puse în evidenţă şi prin studierea puterii de decolorare, care avansează de la 65% în roca incomplet bentonitizată pînă la 100% în zonele bentonitizate complet.

Procesul de bentonitizare are o dezvoltare mare în zonele intens fracturate, în timp ce în zonele mai puţin tectonizate se găsesc sticle perlitice netransformate, bentonitizarea urmărind în mare măsură forma nivelelor de sticlă perlitică, pe care nu le substituie peste tot integral.

Din analizele chimice efectuate se observă că în bentonite, faţă de sticlele din care provin, se produc o scădere a SiO_2 pînă la 55% şi o creştere pînă la 20% pentru Al_2O_3, pînă la 2% pentru CaO şi pînă la 1,8% pentru MgO; alcaliile trec în soluţie.

Corelînd datele obţinute prin diferitele analize făcute de laboratoarele de specialitate cu cele obţinute prin observaţii în lucrările miniere şi prin studiul microscopic putem trage concluzia că procesul de bentonitizare are o origine hidrotermală.

b) *Silicifierea* rocii se produce prin depunerea de silice criptocristalină, ca noduli în masa bentonitei sau tapisînd pereţii vacuolelor, mai rar pe fisuri; astfel, calcedonita formează de obicei sferulite şi agregate sferulitice cu structură radiară, în timp ce cuarţina se dispune ca agregate sub formă de snopi, fibrele avînd în nicolii încrucişaţi porţiuni luminate şi întunecate.

c) *Zeolitizarea* este reprezentată prin depunere de zeoliţi, care de cele mai multe ori umplu vacuolele din rocă. Aceşti zeoliţi se prezintă în cristale individualizate sau maclate în cruce şi aparţin speciei phillipsit.

d) *Limonitizarea* constă în depunerea de pelicule subţiri de hidroxizi de fier pe fisuri sau în filme concentrice în golurile din roci, formînd mici concreţiuni.

STRUCTURĂ ŞI TECTONICĂ

Rocile eruptive descrise repauzează peste depozite neogene (sarmaţian — zona micropaleontologică S_2) şi au o dispoziţie stratiformă monoclinală, cu căderi generale de 20—30° spre sud-vest. În harta anexată se observă în zona Dealul Negru — Dealul Nadoş (profil IV) o succesiune formată din sticle cu vacuole milimetrice şi centimetrice, peste care urmează un nivel de sticle perlitice şi apoi un nivel de piroclastite. Di-

recția generală a acestui pachet este nord-sud și căderea spre vest. Peste el urmează o altă succesiune de sticle vacuolare cu direcția generală est-vest și cădere spre sud. Cu mici diferențe, aceeași succesiune se remarcă peste tot, fapt care ne-a permis să alcătuim o coloană sintetică (fig. 2), care începe cu sticle cu vacuole submilimetrice, alternînd cu sticle cu vacuole milimetrice și centimetrice, ce trec treptat la sticle perlitice. Urmează nivelele piroclastitice, avînd uneori interstratificații discontinue de sticle vacuolare sau perlitice.

La partea superioară se dezvoltă un alt nivel de sticle perlitice, care trec teptat spre sticle cu vacuole de diferite dimensiuni, dispuse în fîșii alternante. Fîșiile de sticlă perlitică au o răspîndire neregulată și discontinuă în acest nivel superior, aflorînd în dealul Mujdeni, dealul Nadoș și la Medieș—Vii.

În unele puncte din regiune, în relații directe cu sedimentarul, vin sticlele perlitice (dealul Mujdeni), sau piroclastitele (dealul Hagău).

Forma de zăcămînt a vulcanitelor este tabulară, relieful actual fiind rezultatul acțiunii agenților externi. Grosimea medie a complexului eruptiv este de aproximativ 300 m (dealul Ciap), iar suprafața actuală de 15 km², rezultînd un volum inițial de aproximativ 4 500 000 000 m³.

Tectonica regiunii este destul de complicată, înscriindu-se în tectonica generală a eruptivului neogen de la Baia Mare. Faptul că sticlele perlitice și vacuolare sînt dispuse în nivele alternante, precum și posibilitatea urmăririi cu lucrări miniere a dezvoltării lor în adîncime ne-au permis trasarea a două sisteme de fracturi. S-a stabilit astfel existența unor fracturi orientate NV—SE în partea de nord-est a perimetrului, între Dealul Negru și dealul Mujdeni, avînd căderi de 70—80° sud-vest și fiind aproape paralele cu pîrîul Talna. Aceste fracturi sînt în continuarea zonei de ridicare axială a sedimentelor tortonian-sarmațiene, descrisă de S. Seiceanu[5] și Alexandra Sagatovici (1964) la Racșa.

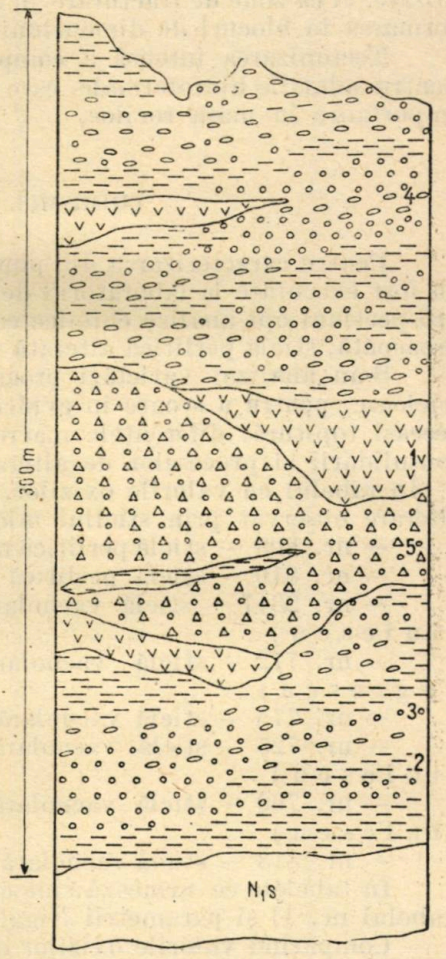


Fig. 2. — Coloană sintetică. *1*, Sticle perlitice; *2*, sticle cu vacuole submilimetrice; *3*, sticle cu vacuole milimetrice; *4*, sticle cu vacuole centimetrice; *5*, piroclastite.

[5] *Raport geologie asupra zonei Orașu-Nou — Cămîrzana (Țara Oașului)*, Arh. Com. geol., 1956.

Al doilea sistem de fracturi are aproximativ direcţia NE—SV, cu o orientare perpendiculară pe primul. Cea mai importantă fractură din acest sistem pare să fie cea localizată în lungul Văii Adînci—Băile Nadoş, marcată în partea de nord-est prin izvorul mineral carbogazos din apropierea gării Oraşu Nou, iar în partea de sud-vest prin izvorul mineral termal de la Băile Nadoş. Sistemul este mai nou decît primul, pe care îl decroşează. Există de asemenea fracturi aproximativ perpendiculare pe celelalte două, care dau naştere la deranjamente mai puţin importante.

În general, toate fracturile trebuie privite nu ca linii bine individualizate, ci ca zone de fracturare în care roca a fost afectată pînă la transformarea în blocuri de dimensiuni metrice.

Tectonizarea intensă a complexului eruptiv a creat căi de acces pentru soluţiile hidrotermale, care au putut produce astfel transformări importante în masa rocilor.

CHIMISMUL VULCANITELOR

Pentru caracterizarea din punct de vedere chimic a rocilor eruptive au fost executate la laboratorul de chimie al Întreprinderii geologice de prospecţiuni opt analize chimice complete de silicaţi din sticla perlitică proaspătă, sticla perlitică alterată şi sticlele vacuolare alterate.

S-au analizat varietăţi proaspete şi varietăţi alterate din rocile sticloase, pentru a scoate în evidenţă faptul că rocile sînt generate din aceeaşi topitură, diferenţele macroscopice şi microscopice datorîndu-se consolidării şi proceselor de alterare ulterioare.

În tabelul cu valorile oxizilor, rocile sînt trecute după gradul de alterare observat prin studiul microscopic astfel:

— nr. 808 — sticlă perlitică nealterată (Cristina Popescu)
— nr. 810 — sticlă perlitică alterată (Mariana Cristea)
— nr. 2317 — sticlă vacuolară alterată (Alexandra Dănciulescu)
— nr. 772 — sticlă vacuolară cu aspect brecios (Florica Negrescu)
— nr. 775 — sticlă vacuolară alterată (Florica Negrescu)
— nr. 725 — sticlă vacuolară alterată (Alexandra Dănciulescu)
— nr. 709 — sticlă vacuolară alterată (Alexandra Dănciulescu)
— nr. 813 — sticlă vacuolară alterată (Cristina Popescu)

În tabelele ce urmează sînt cuprinse rezultatele analizelor chimice (tabelul nr. 1) şi parametrii Niggli calculaţi (tabelul nr. 2).

Comparînd valorile oxizilor obţinute din analizele chimice cu valorile date de Rittman, rezultă că chimismul sticlelor perlitice nealterate corespunde dacitelor, în timp ce chimismul sticlelor alterate corespunde riolitelor.

Această deplasare a chimismului de la dacitic la riolitic se datoreşte procesului de alterare hidrotermală, care a afectat rocile studiate.

Pentru a ilustra acest fapt, am proiectat valorile oxizilor CaO, Na_2O, K_2O într-o diagramă triunghiulară (fig. 3). Se observă că în urma

Tabelul nr. 1

Compoziția chimică a probelor

Nr. probei	808	810	2317	772	775	725	709	813
SiO_2	69,92	68,97	69,08	73,00	79,50	72,44	74,87	76,66
Al_2O_3	12,14	15,07	9,32	12,55	10,18	12,29	10,21	11,98
Fe_2O_3	2,42	1,96	1,54	1,44	1,52	0,70	0,62	1,61
FeO	1,10	0,21	0,37	0,87	0,43	0,41	0,82	1,79
MgO	urme	0,35	1,71	1,20	1,40	1,97	0,53	urme
CaO	4,40	1,48	2,35	2,60	2,80	2,10	1,70	3,50
Na_2O	0,67	2,60	2,20	3,00	2,20	3,40	3,48	2,42
K_2O	2,77	3,41	5,62	2,00	0,65	4,84	6,34	3,25
TiO_2	—	0,24	—	0,35	0,15	urme	urme	—
P_2O_5	urme	0,09	—	0,02	0,02	—	—	urme
MnO	0,07	0,05	0,10	urme	urme	—	urme	0,07
SO_3	urme	0,06	0,55	0,10	0,06	urme	0,74	0,06
CO_2	—	—	—	0,10	0,15	—	—	—
$H_2O^{+105°C}$	7,72	4,23	7,20	3,40	1,30	2,20	0,80	0,22
$H_2O^{-105°C}$	8,11	5,55	0,23	2,10	6,17	0,14	0,18	0,35

Tabelul nr. 2

Parametrii Niggli calculați

al	42	51	31	41	39	38	34	38
fm	15	14	22	20	24	16	14	15
alk	13	25	32	23	17	33	43	24
c	30	8	14	15	20	12	10	22
si	410	375	384	408	528	381	436	422
k	0,74	0,46	0,63	0,31	0,16	0,48	0,50	0,46
mg	—	0,17	0,68	0,50	0,57	0,04	0,40	—
qz	258	175	156	216	360	149	164	226
$H_2O^{+105°C}$	7,72	0,22	7,20	3,40	1,30	2,20	0,80	0,22

acțiunii de alterare hidrotermală s-a produs o levigare din ce în ce mai accentuată a CaO, simultană cu o îmbogățire în Na_2O și K_2O, predominînd creșterea K_2O.

În scopul de a evidenția sensul creșterii conținutului alcaliilor, reprezentăm valorile oxizilor menționați într-o diagramă în care pe abscisă se trece suma valorilor alcaliilor și pe ordonată valoarea lui CaO (fig. 4). Curba obținută arată sensul creșterii alcaliilor pe măsura scăderii conținutului în CaO.

Se remarcă de asemenea, din studierea valorilor oxizilor, creșterea conținutului de SiO_2 și scăderea conținutului de fier, ca urmare a acestui proces.

Examinînd comparativ parametrii obținuți pentru diferitele varietăți de rocă analizate, se observă o diferență între sticla perlitică proaspătă și sticlele alterate, diferență mai ales la parametrul *alk*, mai mare în sticlele alterate. O dată cu creșterea alcaliilor scade la fel de brusc parametrul *c*. Valorile mari ale parametrului *alk* se datoresc prezenței în vacuole a zeoliților. Parametrii *al* și *fm* se comportă aproximativ la fel, liniile mergînd aproape paralel. Valorile obișnuite ale parametrului *si* pentru aceste roci se grupează între 380 și 425, excepție făcînd proba 810

cu 285 *si*. Excepţiile pot fi explicate în primul caz prin prezenţa fenocristalelor de plagioclazi bazici, şi în al doilea caz prin silicifierea aproape completă a masei de bază.

Comparînd valorile obţinute cu valorile date de N i g g l i -

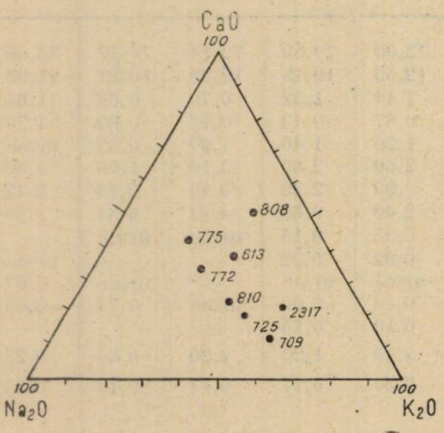


Fig. 3. — Caracterizarea relaţiilor dintre CaO, Na_2O şi K_2O.

B u r r i, rezultă că magma generatoare a avut un caracter calco-alcalin de tip engadinitic-trondjemitic.

Din diagrama *al-alk* (fig. 5), care exprimă alcalinitatea rocilor, rezultă că aceste roci au avut un caracter de roci intermediare sau sărace în alcalii. Prezenţa unor roci în cîmpul peralcalin se datoreşte îmbogăţirii ulterioare în alcalii.

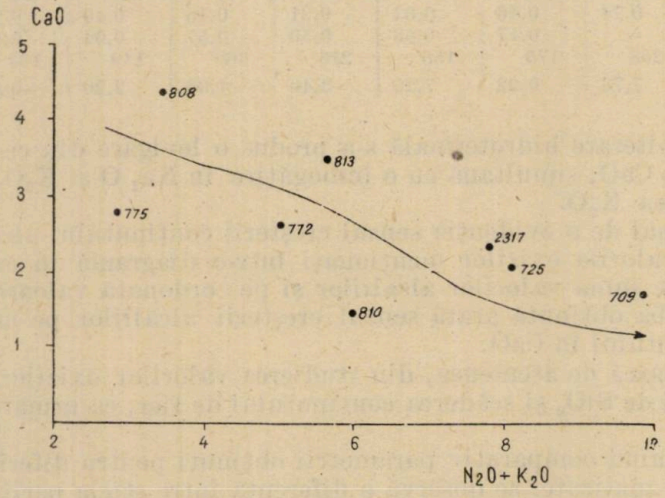


Fig. 4. — Caracterizarea sensului creşterii conţinutului în alcalii, în funcţie de scăderea conţinutului în CaO.

În diagrama *al-fm* (fig. 6) se remarcă orientarea rocilor spre cîmpul rocilor salice, în mod excepţional plasîndu-se în cîmpul celor peralfemice (810) sau subalfemice (2317).

Analizele chimice, indicînd cantitatea de apă de constituţie, ne permit să tragem unele concluzii asupra caracteristicilor industriale ale rocilor sticloase studiate. Se remarcă faptul că în rocile perlitice pro-

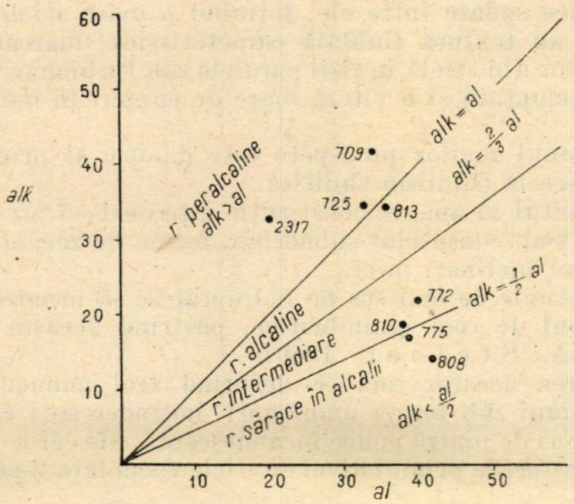


Fig. 5. — Caracterizarea alcalinităţii rocilor în diagrama *al-alk*.

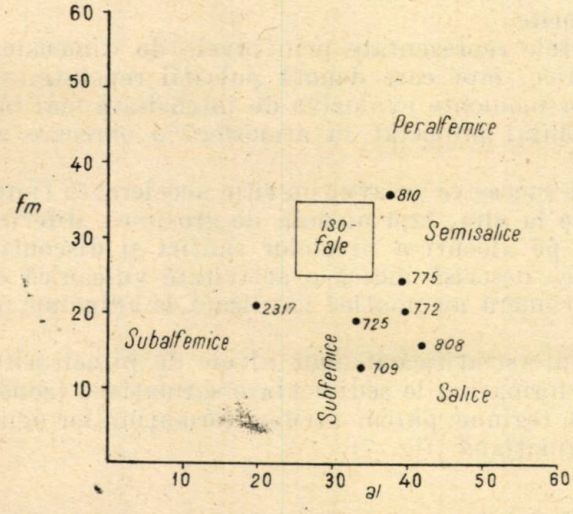


Fig. 6. — Caracterizarea rocilor în comparaţie cu compoziţia medie a rocilor izofale din scoarţa terestră.

centul de apă variază între 1 şi 7, în timp ce în sticlele vacuolare procentul se menţine între 0,22 şi 0,68. Conţinuturile de peste 1% apă din sticlele perlitice le conferă bune calităţi de expandare.

CONSIDERAȚII GENETICE

Sintetizînd datele mineralogice, petrografice și de chimism obținute, rezultă că vulcanitele de la Orașu Nou se caracterizează astfel:

— macroscopic și microscopic, în structura rocilor se deosebesc particule clastice sudate între ele, formînd o masă sticloasă ;

— rocile au textură fluidală caracteristică, marcată prin dispunerea cristalitelor din sticlă în fîșii paralele sau turbionar, fapt ce denotă o fluiditate pronunțată și o viteză mare de curgere în momentul punerii în loc;

— chimismul rocilor proaspete este dacitic și prin metamorfism hidrotermal trece la chimism riolitic;

— conținutul în apă de constituție este de 1—7%;

— rocile s-au consolidat subaerian, forma de zăcămînt fiind tabulară (platou), cu înclinări mici.

Caracteristicile de mai sus ne îndreptățesc să încadrăm vulcanitele studiate în tipul de roci ignimbritice, păstrînd această denumire în sensul ei larg (A. S t e i n e r, 1960).

În formarea acestor roci se desprind trei momente principale:

— extruziuni sub forma unor nori incandescenți cu suspensii de cenușă sau curgeri de piatră ponce incandescentă, ale căror produse intens sudate au dat naștere la primul nivel de sticle vacuolare și perlitice (ignimbrite);

— proiecții succesive de material piroclastic, alcătuit predominant din fragmente de sticle vacuolare și perlitice consolidate anterior și bucăți de roci din fundament;

— ignimbrite.

Piroclastitele reprezentate prin nivele de dimensiune diferită, în succesiuni ritmice, fapt care denotă pulsații repetate, s-au format ca rezultat al unor momente explozive de intensitate mai mare, ceea ce a permis materialului proiectat în atmosferă o oarecare răcire înaintea depunerii.

Exploziile succesive au avut un ritm accelerat în timp scurt, diferit de la o explozie la alta, fapt atestat de grosimea diferită a ritmurilor și de prezența pe alocuri a nivelelor subțiri și discontinue de sticle.

Succesiunea descrisă indică o activitate vulcanică completă, provenind dintr-o cameră magmatică localizată la adîncime mică în scoarța terestră.

Pe baza interstratificării unor nivele de piroclastite de tipul descris de noi în formațiunile sedimentare sarmațiene (zona micropaleontologică S_2) din regiune, putem atribui formațiunilor ignimbritice studiate vîrsta sarmațiană (fig. 7).

ИГНИМБРИТЫ ИЗ ОРАШУ НОУ (МАРАМУРЕШ)

РЕЗЮМЕ

Горные породы, которые находятся около Орашу Ноу (Марамуреш), были до сих пор известны под названием риолитов и риолитовых туфов или дацитов и дацитовых туфов.

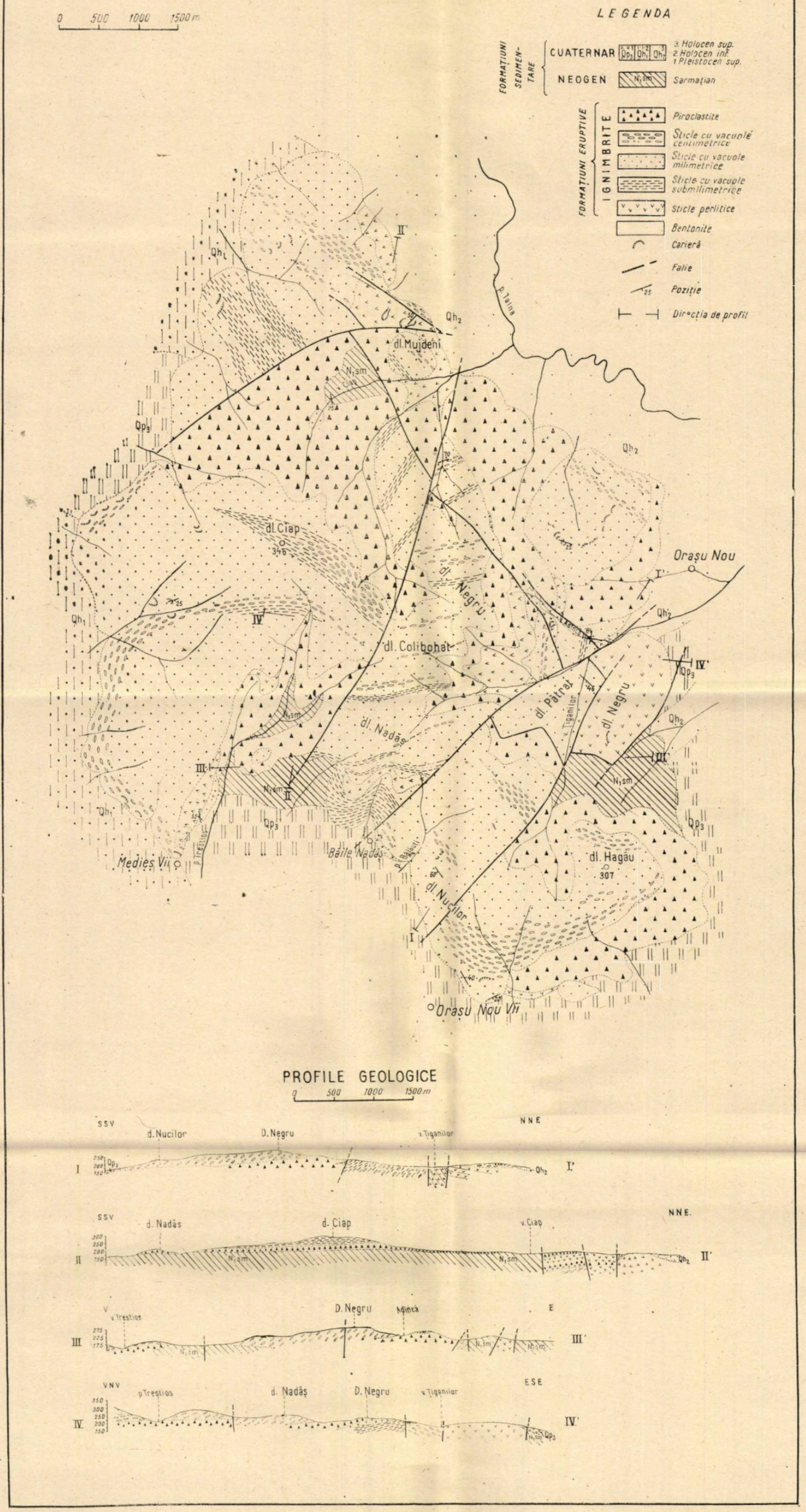


Fig. 7. — Harta geologică a perimetrului Orașu Nou — Medieș-Vii.

Автор считает эти породы игнимбритами. В пользу этого определения говорят макроскопические и микроскопические характеристики пород, дацитовый химизм и платоподобная форма залегания.

Описаны стекла с перлитовой структурой и пористые стекла разных типов, возникшие в результате сплавления очень тонких частиц стекла, выброшенного взрывами различной силы. Затвердение произошло подвоздушно, когда частицы стекла были еще теплыми.

Текстура образовавшейся породы флюидальная.

В результате более сильных взрывов образовались пирокластиты состоявшие из кусков пористого и перлитового стекла, сцементированных массой осколков стекла. Пирокластиты находятся в виде прослоя в игнимбритах.

Химизм пород — дацитовый, лавы за счет которых они формировались принадлежат известковощелочной провинции.

Форма залегания платоподобная; в фундаменте горных пород залегают неогеновые осадки.

Возраст игнимбритов сарматский.

Комплекс был подвергнут гидротермальному метаморфизму, содействовавшему формированию промышленных скоплений бентонита.

BIBLIOGRAFIE

Bemmelen van R. W. (1961), *Volcanology and Geology of ignimbrites in Indonesia, North Italy and the U.S.A.*, Geol. Mijnbouw, *12*.

Boyd F. R. (1961), *Welded tuffs and flows in the rhyolite plateau of Yellowstone Park, Wyoming*, Geol. Soc. Am. Bull., **72**, *3*.

Felsegy E., Stoicovici E., Nagy L., Köbl P., Literat L., Ilieş M. (1963), *Contribuţiuni la studiul argilelor coloidale din R.P.R. Date noi despre bentonita de la Oraşu Nou (reg. Maramureş)*, Studia, Univ. Babeş-Bolyai, Seria geol. — geogr., *2*.

Hjelmqvist S. (1953), *On the occurrence of ignimbrite in the Pre-Cambrian*, Sver. geol. under., Seria C, **49**, *2*.

Ishikawa T. (1957), *Welded tuffs and deposits of pumice flow and Nueé ardente in Japan*, Congr. Geol. Intern. Sec. I, Mexico.

Kamenetki S. P. (1963), *Perlitl*, Gos. Izd. lit. stroit., arh., stroit. mater., Moscova.

Martin R. C. (1959), *Some field and petrographic features of American and New-Zealand ignimbrites*, New-Zealand J. Geol. Geophys., **2**, *2*.

Marshall P. (1935), *Ignimbrites*, Proc. 7 th. Pacif. Sci. Congr., *2*.

Oftedahl Ch. (1957), *Studies on the igneous rock complex of the Oslo region*, Skrift. Norske Vidensk. Acad. Oslo, I. Mat.-Nat., *4*.

Pichler H. (1963), *Ignimbrite auf Santorin (Ägäische Inseln)*, An. Géol, Grèce, Ie série, **XVI**.

Ray P. S. (1960), *Ignimbrite in the Kalchrist Vent. Skye*, Geol. Mag., **97**, *3*.

Rittman A. (1960), *Vulkane und ihre Tätigkeit*, Stuttgart.

Ross C. S. a Smith R. L. (1961), *Ash flow tuffs: their origin, geologic relations and identification*, U.S. Geol. Surv., Prof. Pap., *366*.

Roth v. Telegd K. (1909), *Bericht über die geologische Reambulation in Szatmar — Bükgebirge — und in der Gegend von Szinervaralja*, Jahrb. d. k.k. Geol. R. A, Viena, *59*.

Sagatovici Alexadra (1964), *Geologia Bazinului Oaş*, Univ. Bucureşti, (teză).

— (1965), *Asupra posibilităţilor de exploatare a bentonitelor din Bazinul Oaşului*, Rev. minelor, *5*.

Sagatovici Alexandra, Arion Filareta şi Popescu I. C. (1960), *Contribuţiuni la cunoaşterea perlitelor din Ţara Oaşului*, Com. de geol.-geogr., S.S.N.G., **I** (1957—1959).

Smith R. L. (1960), *Ash flows*, Bull. Geol. Soc. Soc. Amer., **71**, *6*.
Steiner A. (1960), *Origin of ignimbrites of the North Island, New-Zealand; a new petrogenetic concept*, New-Zealand Geol. Surv. Bull. N.S., *68*.
Titov E. M. (1966), *Ignimbriti Zakarpaljia*, Izd. Lvovsk, Univ.
Vlodavet V. I. (edit.) (1961), *Tufolavi i ignimbriti*, Simpoz. Vulcanol., Moscova, Edit. Acad. Şt. U.R.S.S., Moscova.

Primită în redacţie la 9 februarie 1968

Comitetul de Stat al Geologiei,
Bucureşti

MINERALIZAȚIA CU ARSEN DE PE PÎRÎUL PRELUICA (RÎUL MIC) – SUDUL MUNȚILOR BIHORULUI

DE

I. BERBELEAC și OLGA IONESCU

55(05)

Petrografia, tectonica și metalogeneza Bihorului de sud au constituit obiectul de cercetare a numeroși autori. Dintre aceștia menționăm pe P. Rozloznik (1907), D. Giușcă (1937 a și b, 1945, 1960), R. Dimitrescu (1958), Angela Rafalet (1962), C. Ionescu (1962), R. Jude și A. Ștefan (1965), D. Giușcă și colab. (1967).

În studiul petrografic de ansamblu al Bihorului de sud, D. Giușcă cercetează și complexitatea fenomenelor de metasomatoză hidrotermală. C. Ionescu separă formațiunile cristaline din Masivul Biharia în trei serii epizonale: seria de Biharia, seria de Muncel și seria de Poiana Crișului, stabilind că gradul de metamorfism scade de la prima către ultima serie.

Mineralizația cu arsen de pe pîrîul Preluica, identificată în anul 1965 [1], este situată în extremitatea sud-estică a Bihorului de sud, în bazinul Rîului Mic, la 3 km est de satul Luncșoara de Sus, unde fundamentul cristalin se afundă spre sud-est și este acoperit de formațiuni sedimentare de vîrstă cretacic superior [2].

În bazinul superior al Rîului Mic, cristalinul este reprezentat prin rifean (D. Giușcă, 1960), alcătuit din șisturi albitice, șisturi cloritoase cu porfiroblaste de albit, șisturi epidotice-actinolitice, calcare dolomitice și dolomite calcaroase, filite și roci porfiroide (fig. 1 și 2).

În zona care ne interesează, formațiunile sedimentare sînt reprezentate prin microconglomerate și gresii grosiere, cu intercalații ritmice de șisturi argilo-marnoase și gresii fine cuarțoase de vîrstă seno-

[1] I. Berbeleac și Olga Ionescu, *Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru minereuri neferoase în zona Gurahonț — Munții Găina*, Arh. Com. Stat Geol., 1965.

[2] M. Lupu și Denisa Lupu, *Raport asupra cercetărilor geologice în regiunea Munții Găina (Munții Apuseni)*, Arh. Com. Stat Geol., 1958.

St. și cerc. de geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 14, nr. 1, p. 97 — 106, București, 1969

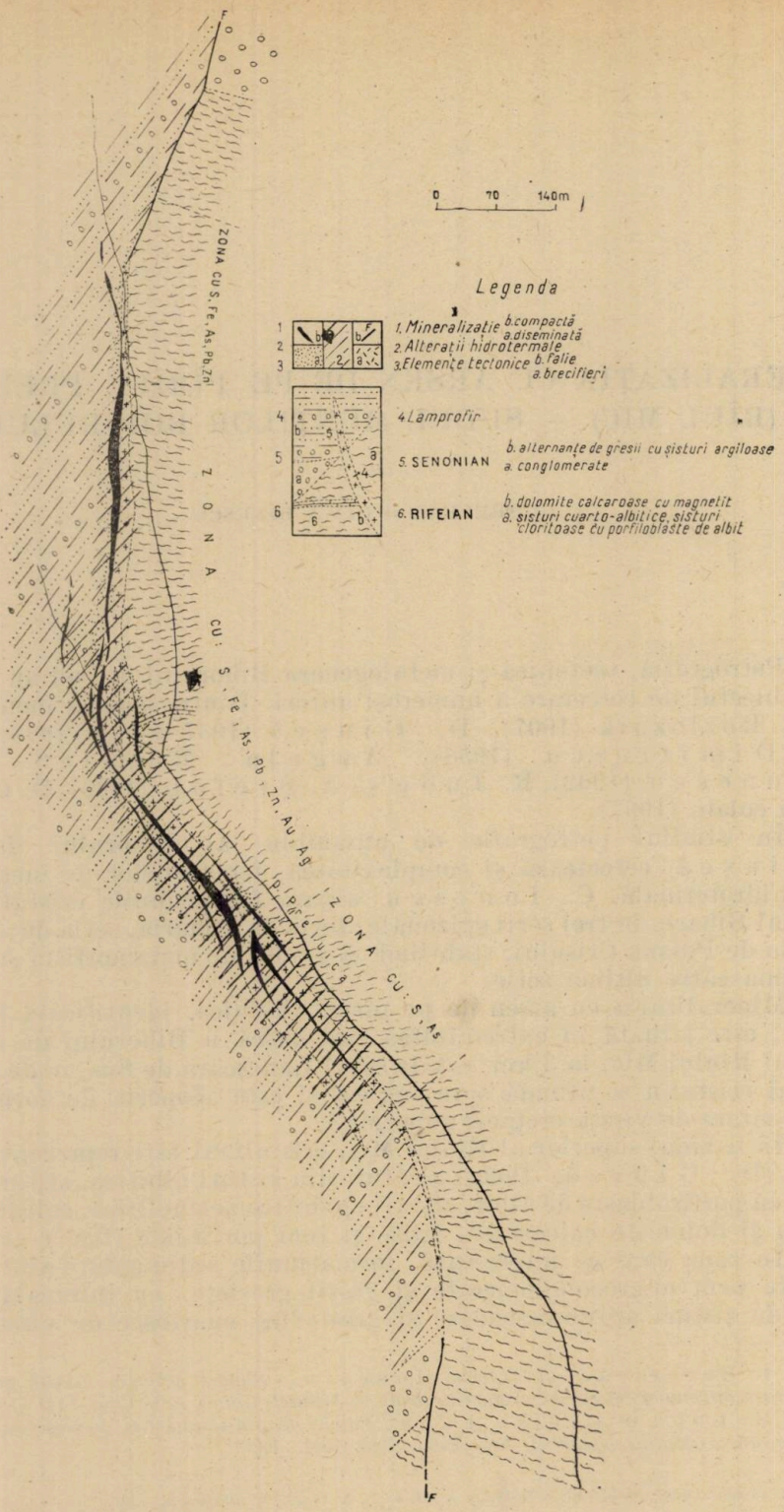
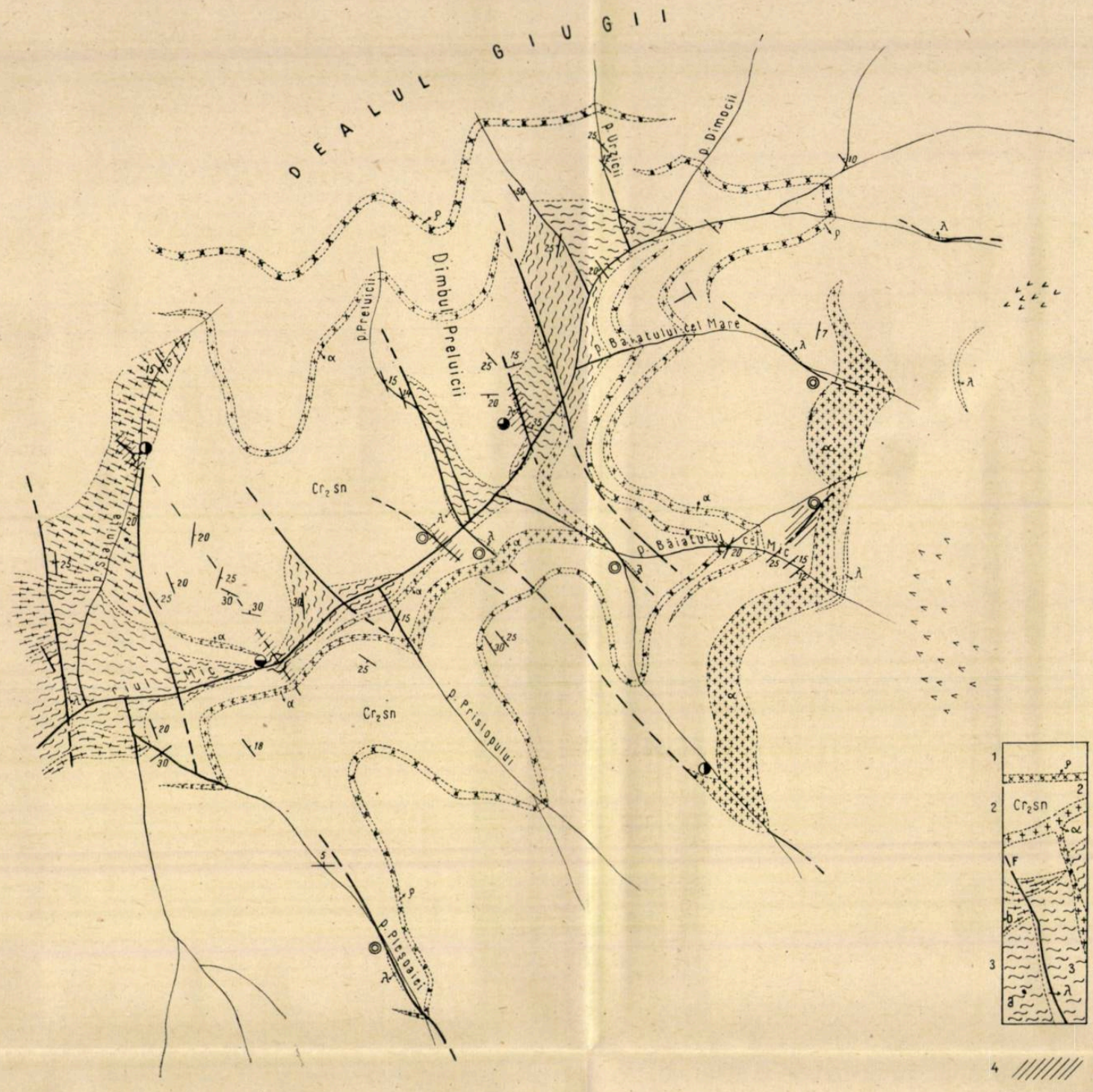
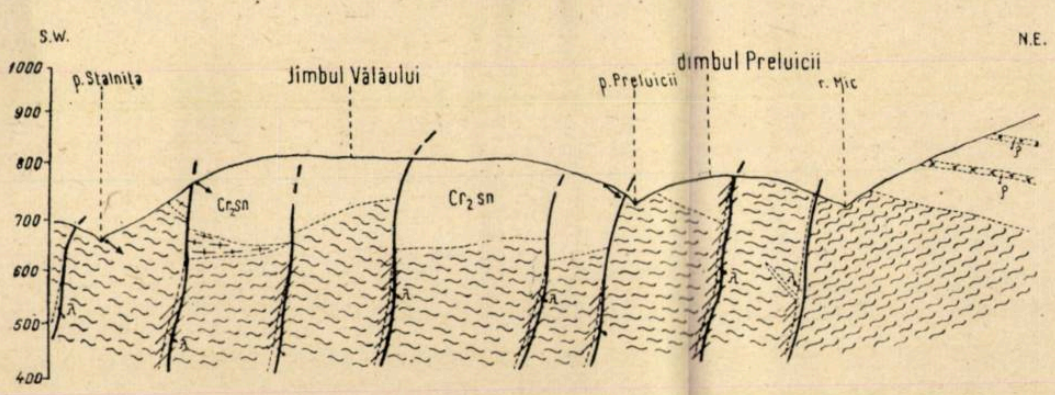


Fig. 2. — Schița geologică a zonei mineralizate de pe pîrîul Preluica (Rîul Mic — Munții Bihor).



SECȚIUNE GEOLOGICĂ INTERPRETATIVĂ
IN BAZ. SUPERIOR AL RÎULUI MIC



LEGENDA

1. ROCI ERUPTIVE : λ lamprofir, α andezit, Priolit
2. ROCI SEDIMENTARE SENONIENE (Cr_2sn) : șisturi argiloase, gresii și conglomerate
3. ȘISTURI CRISTALINE RIFEENE : b. Porfiroide; a. Șisturi cloritoase cu porfiroblaste de albit, șisturi cuarțo-albitice, calcare dolomitice etc.
4. Alterații hidrotermale
5. Corneene
6. FeS_2
7. PbS, ZnS, FeS_2, Au, Ag
8. Au, Ag, PbS, ZnS, FeS_2
9. $FeAsS, ZnS, PbS, FeS_2, Au, Ag$
   (6–9: Mineralizații)
10. Falie
11. Direcția și înclinarea stratului
12. Înclinare de strat
13. Galerie și filon
14. Direcția secțiunii geologice

Desen Gutulescu M.

Fig. 1. — Schița geologică a bazinului superior al Rîului Mic (Munții Bihor).

niană; ele sînt rezultatul unei sedimentări cu caracter flișoid. Aproape invariabil, senonianul prezintă în bază un nivel de brecie conglomeratică de transgresiune, care repauzează direct pe fundamentul cristalin.

După senonian, regiunea a suferit o tectonică complexă, ilustrată prin mai multe sisteme de fracturi, cele orientate NV-SE fiind mai frecvente și mai importante; s-a realizat astfel o compartimentare a fundamentului cristalin și a formațiunilor senoniene, mai pronunțată în bazinul Rîului Mic. Nivelul actual de eroziune interceptează aceste fracturi îndeosebi pe văile adînci.

Pe fracturile postsenoniene, de preferință pe cele orientate NV-SE, uneori și pe suprafețele de stratificație ale depozitelor sedimentare, au pătruns riolite, dacite, andezite și lamprofire, enumerate în ordinea punerii lor în loc.

Cu excepția dacitelor, în bazinul Rîului Mic sînt prezentate toate aceste roci, importanță deosebită avînd lamprofirele. Acestea formează filoane simple sau compuse, adesea discordante, localizate cu precădere pe fracturile cu orientare N 10—25° V, și de cele mai multe ori sînt însoțite de depuneri hidrotermale de variate sulfuri, arseniuri, sulfo-arseniuri, conținînd aur și argint.

O asemenea mineralizație constituie obiectul lucrării de față.

MINERALIZAȚIA ȘI AMBIANȚA SA GEOLOGICĂ

În versantul drept al pîrîului Preluica, formațiunile cristaline și sedimentarul senonian sînt puse în contact anormal de o falie a sistemului NV-SE, cu un unghi de înclinare cuprins între 55 și 85° SV. În compartimentul căzut, brecia conglomeratică bazală senoniană apare la altitudinea de 770 m, săritura faliei fiind de 80 m.

În porțiunea mediană a faliei s-a intrus în cretacicul superior-eocen un filon de lamprofir, cu grosime de 0,05—1,5 m, care a antrenat pe alocuri pene de roci cristaline și sedimentare (fig. 3). După o dezvoltare pe o lungime de circa 80 m, lamprofirul se efilează cu digitații.

La marginea filonului de lamprofir, cu deosebire în coperiș, este prezentă o mineralizație filoniană hidrotermală cu sulfuri polimetalice, arseniuri și sulfo-arseniuri, cu conținuturi de aur și argint. În zona de maximă dezvoltare, mineralizația atinge grosimea de 5 m.

Fig.3. — Detaliu petrografic în filonul Preluica.

1, Rifelian (șisturi cuarțo-albitice); *2*, senonian (conglomerate, gresii, argile); *3*, lamprofire; *4*, mineralizație compactă și dispersă; *5*, mineralizație dispersă; *6*, brecii.

Atît șisturile cristaline, conglomeratele și gresiile senoniene, cît și lamprofirul prezintă în imediata apropiere a zonei mineralizate transformări hidrotermale, manifestate prin formare de carbonați, minerale argiloase și clorit.

Circulația soluțiilor hidrotermale și modul de dispunere a mineralizației sînt legate spațial de dezvoltarea lamprofirului. În părțile ter-

minale de sud-est şi de nord-vest, unde filonul de lamprofir se efilează, atît transformările hidrotermale, cît şi mineralizaţia scad în intensitate.

Fracturile profunde postsenoniene, pe care sînt localizate lamprofirele, au favorizat o ascensiune a soluţiilor hidrotermale mai tîrzii şi constituirea concentraţiilor metalifere.

Mineralizaţia de pe pîrîul Preluica nu constituie un caz singular. Situaţii similare prezintă zăcămîntul Dolea, fracturile mineralizate din bazinul văii Leuca, precum şi cele din bazinul Rîului Mare şi Rîului Mic.

CARACTERELE MINERALIZAŢIEI

Studiul macroscopic şi microscopic al mineralizaţiei a pus în evidenţă următoarele minerale metalice: pirotină, pirită, löllingit, mispichel, blendă (uneori în dezamestec cu calcopirită), galenă, însoţite de minerale secundare: marcasită, goethit, arsen nativ, arsenolit, scorodit şi ceruzit, şi de minerale de gangă: carbonaţi, minerale argiloase, clorit, sericit, cuarţ.

Structura minereului este variată, cu aspecte fin granulare în zona arseniurilor şi sulfo-arseniurilor şi cu granulaţie largă în zona sulfurilor de Zn şi Pb. Structurile de coroziune sînt foarte frecvente.

Contururile mineralelor metalice şi de gangă sînt în special hipidiomorfe şi allotriomorfe. Mineralizaţia metalică prezentă sub formă de impregnaţii, compacte sau difuze, are texturi brecioase, masive şi mai rar colomorfe. În conglomerate, gresii şi mai puţin în şisturile argilomarnoase, zonele mineralizate prezintă texturi paralele, datorită alternanţei benzilor de minerale argiloase slab mineralizate cu benzi mineralizate masiv.

În procesul de metasomatoză hidrotermală, rocile cristaline, sedimentare şi eruptive s-au comportat diferit. Mineralele rezultate în urma acestui proces prezintă o parageneză mai complexă în conglomerate şi gresii faţă de cele dezvoltate în şisturile argiloase, rocile cristaline sau lamprofire. Soluţiile hidrotermale au fost sărace în siliciu şi bogate în carbonaţi. Neoformaţiile de calcit, dolomit, ankerit, caolinit şi dykit sînt predominante. Cloritul apare sporadic, preferenţial în lamprofir.

Posibilitatea urmăririi mineralizaţiei între cotele 770 şi 850 ne-a condus la descifrarea unei zonalităţi în dispoziţia pe verticală a mineralelor metalice. S-au putut deosebi trei zone distincte, caracterizate prin următoarele asociaţii de elemente: zona inferioară (I), cu S, As, Fe; zona mediană (II), cu S, As, Fe, Zn, Pb, Au, Ag; zona superioară (III), cu S, Fe, subordonat As, Zn, Pb.

În tabelul nr. 1 şi figura 4 sînt indicate ordinea de cristalizare şi variaţia calitativă pe verticală a principalelor minerale hipogene şi hipergene din cele trei zone. Conţinutul în löllingit, mispichel şi pirotină scade de la zona inferioară (60%) spre cea mediană (20%) şi superioară (sub 1%). Curba de variaţie a piritei exprimă o creştere continuă de la zona inferioară (3—4%) la cea mediană (12%) şi superioară (30%). Sulfurile de Zn şi Pb apar şi au conţinuturile maxime în zona mediană (1—4% Pb, 1—7% Zn), reducîndu-se treptat spre zona superioară (fig. 4).

Tabelul nr. 1

Principalele minerale metalice hipogene și hipergene în filonul Preluica

Zona	Minerale hipogene		Minerale supergene	Altitudinea m	Ordinea de cristalizare
	minerale metalice	minerale de gangă			
Superioară	pirită, löllingit, mispichel, blendă, galenă	dykit, caolinit, dolomit, calcit, cuarț	limonit, goethit, dykit, marcasită	830—850	pirotină — pirită — mispichel — löllingit — blendă — galenă
Mediană	pirită, pirotină, mispichel, löllingit, blendă, galenă	dolomit, calcit, ankerit, dykit, caolinit, sericit, clorit, cuarț	limonit, goethit, arsen nativ, arsenolit, scorodit, marcasită	800—830	
Inferioară	pirotină, pirită, mispichel, löllingit	dolomit, calcit, ankerit, cuarț, clorit, sericit, dykit, minerale argiloase	limonit, arsen nativ, arsenolit, scorodit, marcasită	770—800	

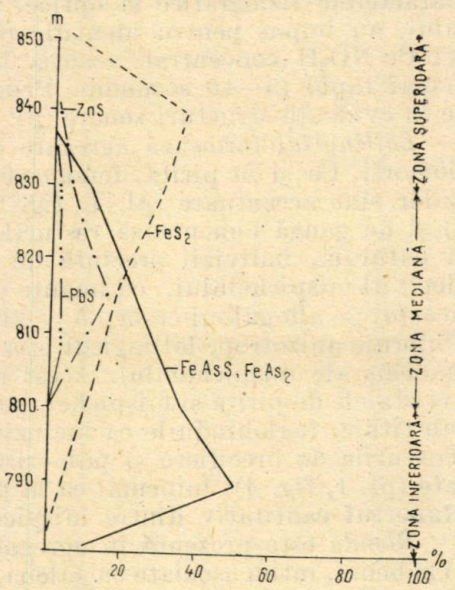


Fig. 4. — Variația pe verticală a mineralelor metalice pe filonul Preluica.

În zona mediană a filonului, cu grosimea maximă de 5 m (cota 807), s-a urmărit variația cantitativă a mineralelor metalice din culcuș pînă în coperiș. Aici, între 1 și 5 m, löllingitul și mispichelul predomină (35—60%) față de pirită, blendă și galenă.

DESCRIEREA MINERALIZAȚIEI

Caracterele fiziografice și optice ale mineralelor metalice sînt următoarele:

— *Pirotina* apare sub formă de granule allotriomorfe, de dimensiuni reduse (0,001—0,01 mm), inclusă în celelalte minerale metalice,

în special în pirită, löllingit şi mispichel. Prezenţa sa ca incluziuni în celelalte minerale ne determină să o considerăm ca primul mineral format.

— *Pirita* are o frecvenţă relativ mare, în special în zona superioară, unde formează agregate omogene sau cristale izolate, cataclazate şi cimentate cu minerale metalice şi de gangă mai noi (pl. I, fig. 1). Cristalele idiomorfe sau hipidiomorfe de pirită se păstrează numai în zonele marginale ale filonului şi în părţile superioare ale zonei a III-a, unde lipsesc alte minerale metalice.

Fenomenele de corodare a piritei de către celelalte minerale metalice sînt foarte caracteristice, imprimînd indivizilor aspecte ciuruite.

— *Mispichelul*, intim asociat cu löllingitul (pl. I, fig. 2; pl. II, fig. 6), alcătuieşte agregate granulare omogene, hipidiomorfe (pl. I, fig. 3), idiomorfe, prismatice, scurt-columnare, bacilare sau aciculare. Maclele în cruce au fost observate în geode.

Pleocroismul variază între alb curat şi alb-gălbui. În lumină polarizată se remarcă, ca şi la löllingit, anizotropia caracteristică; culorile variază însă între verde cu nuanţe albăstrui şi roz-violet. Secţiunile transversale cu forme rombice au extincţii simetrice.

Caracterele fiziografice şi optice, foarte asemănătoare cu ale löllingitului, au impus pentru identificare aplicarea metodei atacului cu reactivi. Cu NO_3H concentrat, reacţia întîrzie faţă de löllingit, care este atacat mai rapid (5—10 secunde). Prin atac, mispichelul devine brun şi pune în evidenţă structuri zonare (pl. II, fig. 5).

— *Löllingitul* formează agregate de indivizi hipidiomorfi şi mai rar idiomorfi. Ca şi la pirită, fenomenele de sfărîmare şi cataclazare a indivizilor sînt accentuate (pl. I, fig. 2). Minerale metalice (blendă, galenă) şi de gangă cimentează resturile aşchioase ale löllingitului. În lumină naturală, indivizii prezintă un pleocroism de reflecţie mai ridicat decît al mispichelului, cu nuanţe diferite după cele trei axe cristalografice (a = alb-gălbui-crem; b = alb-gălbui; c = alb).

Puternic anizotrop, löllingitul prezintă culori (albastru de cer) mai intense decît ale mispichelului. Acest mineral mulează spaţiile libere dintre cristalele de pirită şi mispichel, pe care le cimentează, le corodează şi le substituie, înglobîndu-le ca incluziuni.

Texturile de brecifiere şi pulverizare a acestui mineral sînt foarte frecvente (pl. I, fig. 4), întocmai ca la pirită şi mispichel.

Raportul cantitativ dintre mispichel şi löllingit este de 1: 3.

— *Blenda* este prezentă în agregate compacte, macrogranulare în cuiburi şi benzi, intim asociate cu galena, şi în cristale izolate, idiomorfe, de culoare brună. Cristalele de blendă prezintă incluziuni de calcopirită în dezamestec (pl. II, fig. 6), în proporţii mai mici faţă de frecvenţa structurilor de dezamestec din celelalte blende ale zonelor mineralizate din Munţii Bihor (zăcămîntul Gruiul Dunei, zăcămîntul Dolea, zonele filoniene de pe Rîul Mic şi pîrîul Stalniţa etc.).

— *Galena*, mai slab reprezentată decît celelalte minerale descrise, apare pe fisuri şi în geode (pl. II, fig. 5), sub formă de agregate compacte, mai rar în cristale idiomorfe. Fiind ultimul mineral depus, corodează şi substituie toate celelalte minerale metalice.

— *Aurul* nu a putut fi identificat microscopic şi nici prin concentrarea mineralelor grele, dar este prezent în conţinuturi apreciabile.

În zona de mineralizație superioară, aurul este absent, în zona inferioară apare în cantități mai mici, iar zona mediană cu mineralizație complexă prezintă conținuturi mai ridicate. Întrucît majoritatea zăcămintelor cu mispichel cunoscute în literatură: Lucknow în Noua Galie de Sud (P. Routhier, 1963), Passagen și Gougosocco în Brazilia (P. Rondohr, 1960 etc.) sînt și aurifere, se apreciază că aurul de la Preluica ar putea fi inclus îndeosebi în acest mineral.

Procesul de oxidare a sulfurilor, arseniurilor și sulfo-arseniurilor a condus la formarea de minerale secundare: limonit, goethit, marcasită, arsen nativ, arsenolit, scorodit și minerale argiloase (tabelul nr. 1).

Limonitul, prezent în mase pămîntoase, spongioase în partea superioară a filonului, formează în părțile mai profunde numai aglomerări pe sistemele de fisuri.

Goethitul este intim asociat cu limonitul și a fost întîlnit pe toată înălțimea zăcămîntului.

Arsenul nativ, arsenolitul și scoroditul, rezultate din transformarea löllingitului și a mispichelului, formează mase pămîntoase și reniforme cu culori cenușii, verzui și negre.

Fisurile care străbat mineralizația primară cuprind pelicule și depuneri reniforme de scorodit galben-verzui sau brun-cafeniu. În geode, cristalele de mispichel și löllingit au o culoare întunecată, în urma oxidării și formării de cruste de arsenolit și arsen nativ.

În afara elementelor majore antrenate în mineralele metalice principale, în zona mediană de mineralizație o analiză spectrală cantitativă a indicat următoarele conținuturi ale elementelor minore, în p.p.m.:

Ag	100	Cd	1 000
Bi	< 100	Mo	30
Cu	1000	Ge	< 1
Co	< 10	Sb	1 000 – 300
Ni	30 – 10	Sn	30 – 10
Cr	< 10	W	< 100
Mn	100	V	10

Analist: Alexandrina Dumitrescu.

Conținuturile foarte reduse de nichel și lipsa cobaltului indică depunerea minereului la o temperatură nu prea ridicată.

Cu excepția cadmiului, alte elemente minore nu sînt prezente sau au conținuturi foarte scăzute.

Studiul calcografic al mineralizației de la Preluica permite stabilirea succesiunii mineralelor metalice și aprecieri asupra evoluției soluțiilor mineralizatoare.

Ionii de Fe și S au determinat inițial depunerea pirotinei și piritei; ulterior, As se asociază cu S și Fe, depunînd löllingitul și mispichelul. Urmează o suprasaturare în Zn, care are ca rezultat depunerea blendei, iar în final se ajunge la predominarea Pb, acesta cristalizînd sub formă de galenă.

Elementele minore existente în soluție au fost înglobate, după afinități, în mineralele principale.

Asociația mineralelor metalice de la Preluica are un caracter mezotermal, iar soluțiile hidrotermale sînt, probabil, de afiliație banatitică.

În tabelul nr. 2 redăm principalele asociaţii de minerale-metale din zăcămintele, ivirile şi zonele mineralizate din sudul Munţilor Bihorului.

Forma de zăcământ (lentile, filon, corp de minereu) şi paragenezele mineralelor metalice variază. Mineralizaţia lentiliformă şi filoniană de la Gruiul Dumei prezintă parageneza cea mai complexă.

Tabelul nr. 2

Principalele minerale metalice din zăcămintele, ivirile şi zonele mineralizate din sudul Munţilor Bihorului

Minerale	Zăcăminte		Iviri şi zone mineralizate					
	forma de zăcământ		forma de zăcământ					
	lentile şi filoane	corpuri de minereu şi filoane	filon	lentile şi filoane	lentile şi filoane	lentile şi filoane	lentile şi filoane	lentile şi filoane
	Gruiul Dumei	Dolea	Preluica	valea Dedeş	valea Leuca	Valea Dolea	Rîul Mare	Rîul Mic
Aur, argint	—*	—	+	—	+	+	+	+
Blendă	+	+	+	+	+	+	+	+
Boulangerit	—	+	—	—	—	—	—	—
Bornit	+	—	—	—	—	—	+	+
Calcopirită	+	+	—	—	+	+	+	+
Calcozină	+	+	—	—	+	+	+	—
Cloantit	+	—	—	—	—	—	—	—
Cobaltină	+	—	—	—	—	—	—	—
Covelină	+	+	—	—	+	—	+	+
Galenă	+	+	+	+	+	+	+	+
Jamesonit	—	+	—	—	—	—	—	—
Löllingit	+	—	+	+	+	+	—	+
Mispichel	+	+	+	+	+	+	—	+
Magnetit	+	+	—	+	+	+	+	—
Marcasită	+	+	+	+	+	—	+	+
Nichelină	+	—	—	—	—	—	—	—
Oligist	+	+	+	+	+	+	+	+
Pirită	+	+	+	+	+	+	+	+
Pirotină	+	+	+	+	—	+	—	+
Safflorit	+	—	—	—	—	—	—	—
Scutterudit	+	—	—	—	—	—	—	—
Tetraedrit	—	—	—	—	—	—	+	+

* Semnul + şi — indică prezenţa şi, respectiv, absenţa mineralului.

Caracteristica comună a mineralizaţiilor din sudul Bihorului, prezentate în tabelul nr. 2, o constituie frecvenţa sulfurilor de Fe, Cu, Pb, asociate cu arseniurile şi sulfo-arseniurile de Fe.

Aurul şi argintul în concentraţii interesante se întîlnesc pe valea Dolea (pîrîul Todiceşti, valea Alunilor), în acumulări lentiliforme de pirită şi în filoanele cu sulfuri de Fe, Pb, Zn, arseniuri şi sulfo-arseniuri din bazinul Rîului Mic (pîrîul Preluica, valea Stalniţa, pîrîul Băiatul cel Mare).

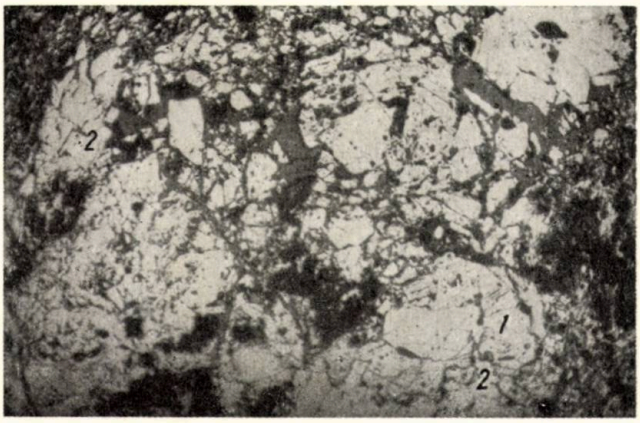


Fig. 1. — Nic. +. Mărire 10 ×.
1, Pirită corodată și cimentată de mispichel și löllingit: *2*, agregate granulare de mispichel și löllingit.

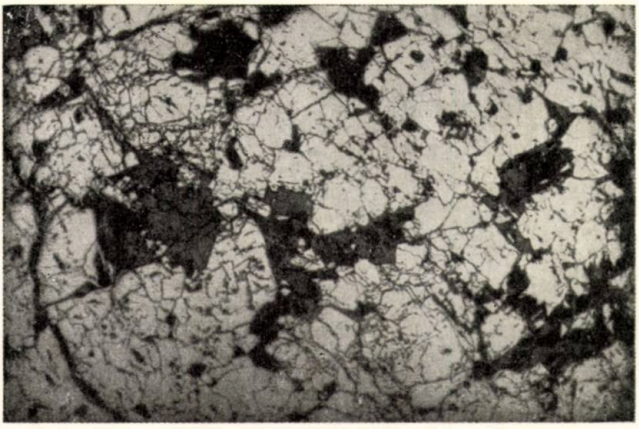


Fig. 2. — Nic. +. Mărire 10 ×. Agregate granulare, cataclazate de mispichel și löllingit.

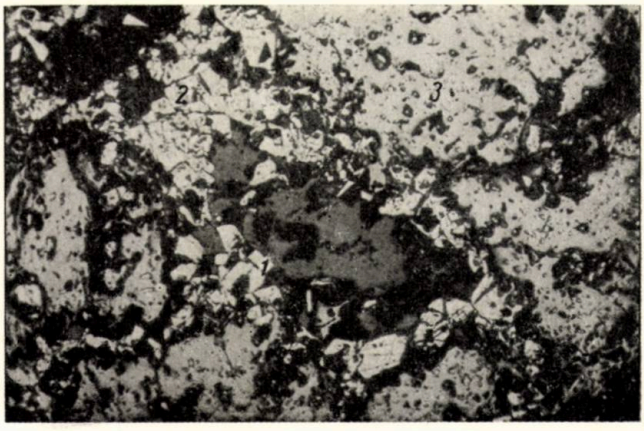


Fig. 3. — Nic. +. Mărire 10 ×.
1, Cristale idiomorfe de mispichel; *2*, agregate granulare allotriomorfe de pirită; *3*, blendă cu incluziuni de calcopirită.

Fig. 4. — Nic. +. Mărire 5 ×. Agregate granulare pulverulente de mispichel și löllingit.

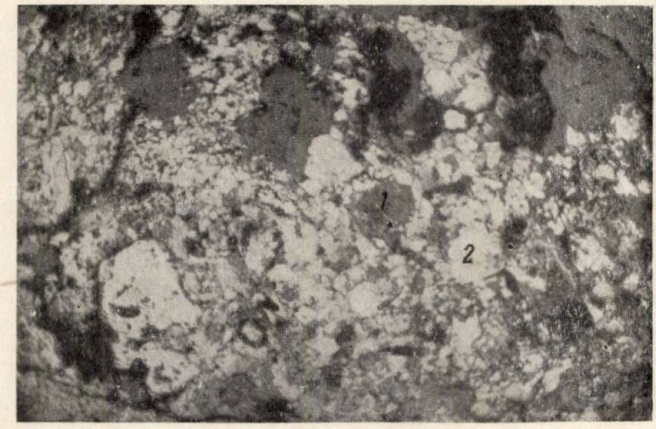


Fig. 5. — Nic. +. Mărire 15 ×. Minereu complex: *1*, pirită; *2*, mispichel și löllingit; *3*, blendă cu incluziuni de calcopirită; *4*, galenă.

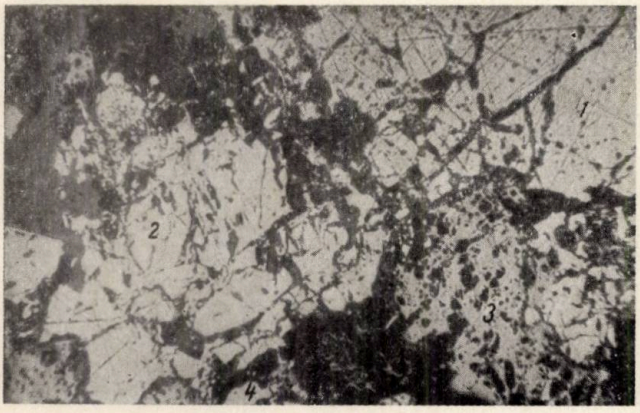


Fig. 6. — Nic. +. Mărire 10 ×. Agregate granulare de löllingit și mispichel, atacate cu NOH la 5'': *1*, löllingit atacat; *2*, mispichel.

Cobaltul și nichelul ating concentrări mai ridicate numai în zăcămîntul Gruiul Dumei; parageneza este în cazul acesta mai largă și este formată la temperatură mai ridicată.

Examinarea comparativă a paragenezelor celor trei zone mineralizate mai importante: Gruiul Dumei, Dolea și Preluica, pune în evidență absența sulfurilor de Cu, Co, Ni în zona Preluica diferențe datorate nivelelor deosebite de interceptare a mineralizațiilor.

Avînd în vedere afiliația banatitică a tuturor acestor zăcăminte, o cercetare la nivele mai profunde în sectoarele Preluica și Dolea ar putea avea ca rezultat interceptarea de nivele mineralizate cu Co și Ni.

DAS ARSENVORKOMMEN AUS DEM PRELUICA-TAL (RÎUL MIC) IM SÜDLICHEN TEIL DES BIHORGEBIRGES

(ZUSAMMENFASSUNG)

Im südlichen Teil des Bihorgebirges besteht das Grundgebirge aus kristallinen Schiefern riphäischen Alters (Albitschiefer, Chloritschiefer mit Albitporphyroblasten, Epidot — Aktinotschiefer, dolomitischer Kalkstein und kalksteinhaltiger Dolomit, Phyllite und Porphyroide).

Das aus kristallinen Schiefern bestehende Grundgebirge wird von Flyschbildungen der oberen Kreide überlagert (Konglomerate, Sandstein, Ton und Mergel).

Das gesamte Gebiet wird von zahlreichen Brüchen durchzogen; die nordwest-südöstlich ausgerichteten sind die häufigsten und gleichzeitig die wichtigsten. Was das Alter dieser Brüche betrifft, steht fest, daß sie postsenon sind. Entlang dieser Brüche und der Schichtungsflächen der Gesteine treten Rhyolithe, Andesite und Lamprophyre an den Tag, die Sill und gangförmige Körper bilden.

Die diskordanten, aus Eruptivgestein bestehenden Gänge, vor allem die Lamprophyre, werden in den meisten Fällen von hydrothermalen Bildungen begleitet. Es handelt sich um Sulfide, Arsenide und gold- und silberhaltige Sulfoarsenide. Der Lamprophyrgang aus dem Preluica-Tal, ein Nebenfluß des Rîul Mic, tritt entlang einer nord-west — sud-östlich ausgerichteten Verwerfung zutage und ist im Liegenden und Hangenden mit Pyrit, Magnetkies, Löllingit, Mißpickel, Zinkblende und Bleiglanz vererzt. Es können drei Vererzungszonen unterschieden werden: die untere, die mittlere und die obere Zone (Tabelle I).

Der Löllingit-Mißpickel- und Magnetkiesgehalt ist in der unteren Zone größer (60%), während er in der mittleren und oberen Zone nur noch 20%, beziehungsweise 1% beträgt. Der Pyritgehalt steigt hingegen von der unteren (3—4%) zur oberen Zone (30%) an. Der Zinkblende (1—7%)-, Eisenglanz (1—4 %)-, Gold- und Silbergehalt ist in der mittleren Zone am größten.

Die Vererzung wurde auf einem Höhenunterschied von ungefähr 80 m verfolgt.

Die kristallinen Schiefer, die Ablagerungsgesteine und die Lamprophyre wurden hydrothermal-metasomatisch umgewandelt. Dabei wurden Erz- und Gangmineralien abgesetzt (Chlorit, Sericit, Karbonate und Tonmineralien). In der Oxydationszone des Erzvorkommens wurde die Bildung von Limonit, Goethit, Markasit, gediegenem Arsen, Arsenolit und Skorodit beobachtet.

Im Vergleich zu den anderen Erzvorkommen aus dem Bihorgebirge (Dolea, Gruiul Dumei und die Vererzungen im Rîul Mic-, Leuca- und Dedeştal), die durch eine viel mannigfaltigere Assoziation von Erzen gekennzeichnet sind (die Absetzung fand in mehreren hydrothermalen Phasen statt), haben die Vererzungen aus dem Preluica-Tal eine viel einfachere Paragenesis. Die Autoren nehmen an, daß die Bildung dieser Vererzungen in der mesothermalen Phase stattfand.

Alle hier angeführten Erzvorkommen, einschließlich jenes aus dem Preluica-Tal, werden von den Autoren als banalitischer Herkunft betrachtet.

BIBLIOGRAFIE

Codarcea Al. (1931), *Studiul geologic şi petrografic al regiunii Ocna de Fier — Bocşa Montană*, An. Inst. geol. Rom., **XV**.

Dimitrescu R. (1958), *Studiul geologic şi petrografic al regiunii Gîrda şi Lupşa (bazinul superior al văii Arieşului)*, An. Com. geol., **XXXI**.

Giuşcă D. (1937 a), *Les phénomènes de métamorphisme hidrothermale des roches paléozoïques des monts du Bihor*, Bul. Lab. Min. gen. Univ. Bucureşti, **II**.

— (1937 b), *Contribution à la connaissance des cornéennes du Bihor*, An. Inst. geol. Rom., **XXIII**.

— (1945), *Un nouveau gisement de zéolithes dans les monts du Bihor*, C. R. Acad. Sci. Roum., **VII** (1943—1945).

— (1960), *Asupra unui corp de ultrabazite metamorfozate din Cristalinul Bihorului*, Anal. Univ. Bucureşti, Seria geol.-geogr., *23*.

Giuşcă D., Savu H. şi Borcoş M. (1967), *Asupra stratigrafiei şisturilor cristaline din Munţii Apuseni*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **12**, *2*.

Ionescu C. (1962), *Cercetări geologice şi petrografice în cristalinul munţilor Bihor (Biharia)*, An. Com. geol., **XXXIII**.

Jude R. şi Ştefan A. (1965), *Studiu petrografic al regiunii Hălmăgel-Sîrbi*, D. S. Com. geol., **LII**.

Rafalet Angela (1962), *Studiul geologic şi petrografic al cristalinului dintre Avram Iancu — Vf. Găina şi Bulzeştii de Sus*, D. S. Com. geol., **XLVIII**.

Rozlosznik P. (1907), *Die geologischen Verhältnisse des südlichen Teiles des Bihargebirges zwischen Nagyhalmágy und Felsövidra*, Jahresb. d.k. ung. geol. R.A. f. 1906, Budapesta.

Ramdohr P. (1960), *Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen*, Berlin.

Routhier P. (1963), *Les gisements métallifères, Géologie et Principes des recherches*, Paris, **II**

Primit în redacţie la 7 februarie 1968

Întreprinderea geologică
de prospecţiuni,
Comitetul de Stat al Geologiei

ASPECTE SEDIMENTOLOGICE ȘI DE DIAGENEZĂ ÎN UNELE ROCI CARBONATICE MEZOZOICE DE LA BARU MARE (HAȚEG)*

DE

JEANA IONESCU și GR. POP

55(05)

Problemele privind procesele de sedimentare și diageneză a rocilor carbonatice prezintă un interes din ce în ce mai mare atît prin complexitatea lor, cît și prin faptul că aceste roci ocupă un volum apreciabil în diferite regiuni ale scoarței terestre. Numeroase cercetări în legătură cu litologia și geochimia rocilor carbonatice de vîrste diferite, de la cele precambriene pînă la cele actuale, însoțite de experiențe de laborator, furnizează date interesante, care aduc precizări asupra ambianței de sedimentare și asupra transformărilor ce afectează ulterior sedimentele carbonatice. Cercetările asupra sedimentelor carbonatice actuale au pus în evidență aspecte cu totul noi ale acestor probleme, care pot fi extinse la interpretarea genezei rocilor calcaroase și dolomitice precuaternare.

În urma cercetărilor de detaliu efectuate pe teren și în laborator, ne propunem discutarea unor aspecte de sedimentogeneză și diageneză exprimate de natura petrografică, stratonomia și chimismul calcarelor și rocilor dolomitice cretacic inferioare de la nord de Baru Mare (Hațeg).

În ansamblu, aceste roci îmbracă faciesul urgonian și sînt dispuse transgresiv pe fundamentul cristalin, iar mai spre nord peste depozite sedimentare mai vechi. Poziția lor reprezintă, probabil, efectul mișcărilor de la sfîrșitul neocomianului, care au provocat transgresiunea unor astfel de calcare peste o mare parte a domeniului getic (Gr. Pop, 1967). În regiunea la care ne referim, depozitele cretacicului inferior ocupă o arie de răspîndire destul de extinsă și au grosimi de 300—400 m. Rocile dolomitice sînt situate în partea inferioară a acestor depozite, sub formă de lentile de lungimi și grosimi variate (fig. 1).

---

* Comunicare prezentată la Sesiunea de comunicări științifice a Institutului de geologie și geografie al Academiei Republicii Socialiste România din aprilie 1967.

TIPURI PRINCIPALE DE ROCI

Din punct de vedere chimic, în jumătatea inferioară a depozitelor carbonatice sub facies urgonian se deosebesc următoarele tipuri principale de roci: calcare pure, calcare slab dolomitice, calcare dolomitice, dolomite calcaroase şi dolomite slab calcaroase.

Calcare pure. Aceste roci sînt reprezentate prin varietăţi pseudoolitice organogene şi prin calcare parţial recristalizate.

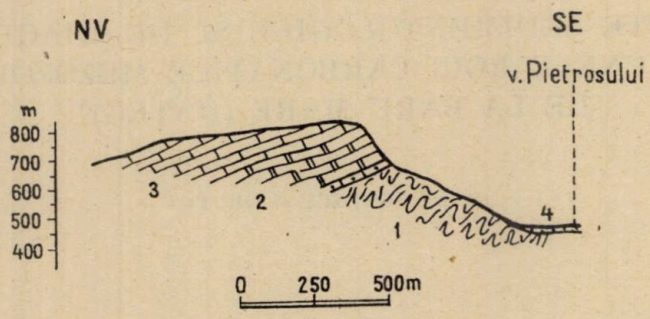


Fig. 1. — Secţiune geologică.

1, Şisturi cristaline (gnaise, micaşisturi, cuarţite); *2*, alternanţă de calcare şi roci dolomitice; *3*, calcare; *4*, depozite aluvionare.

Calcarele pseudoolitice sînt formate din pseudoolite de carbonat de calciu criptocristalin sau fin recristalizat. O parte din acestea reprezintă fragmente scheletice de organisme (alge calcaroase, foraminifere — îndeosebi miliolide şi textularide —, corali şi moluşte), înconjurate de o peliculă de calcar criptocristalin de culoare cenuşie închis. Aproape întodeauna cavităţile fragmentelor au fost umplute cu microcristale de calcit. Alteori, pseudoolitele sînt constituite din calcar criptocristalin omogen, cu o zonă centrală calcitică microcristalină. Sporadic se întîlnesc şi pseudoolite cu o vagă structură concentrică, amintind de structura unor oolite. Există şi cazuri cînd pseudoolitele, formate în întregime din calcar criptocristalin, se deosebesc cu greu de masa fundamentală calcaroasă, conturul lor fiind marcat de pelicule fine de cristale calcitice.

Forma şi dimensiunile pseudoolitelor variază în funcţie de conturul şi mărimea nucleului, de la forme alungite pînă la cele bine rotunjite. În general, pseudoolitele sînt slab sortate. Numai în calcarele fine, în care pseudoolitele sînt formate exclusiv din carbonat de calciu criptocristalin, acestea au contururi bine rotunjite şi sînt bine sortate.

Pseudoolitele sînt prinse într-un ciment calcitic fundamental sau pelicular, format dintr-un mozaic de cristale de dimensiuni variate, în general mici. În calcarele cu pseudoolite mai dezvoltate şi slab sortate, cimentul calcitic este format din cristale mai larg dezvoltate.

Din cele relatate rezultă că pseudoolitele s-au format atît pe cale mecanică din resturi de schelete de organisme, la care s-au asociat ulterior fenomene de precipitare chimică, cît şi prin precipitarea directă a carbonatului de calciu din apa marină şi prin floculareа mîlurilor carbonatice fine.

Frecvent, structurile pseudoolitice sînt mai evidente în partea inferioară a stratelor şi se estompează progresiv spre partea superioară, trecînd treptat la calcare slab dolomitice. Uneori se observă reducerea dimensiunilor pseudoolitelor spre partea superioară a stratelor.

Calcarele parţial recristalizate sînt alcătuite dintr-o masă de carbonat de calciu criptocristalină sau fin recristalizată, în care se întîlnesc numeroase cristale izolate sau agregate de cristale de calcit cu contururi neregulate şi difuze. Cristalele de calcit sînt foarte neomogene din punctul de vedere al dimensiunilor lor (putînd să ajungă pînă la 2 mm) şi prezintă uneori un clivaj evident. Masa fundamentală a acestor roci este de asemenea neomogenă în ceea ce priveşte gradul de cristalizare.

Calcare slab dolomitice. Aceste calcare sînt asemănătoare ca structură şi textură cu cele pseudoolitice şi criptocristaline pure. Conţinutul în dolomit este realizat de cristale sporadice de dolomit cu contururi difuze şi habitus frecvent romboedric, abia schiţate în masa calcarelor.

Calcare dolomitice. Calcarele dolomitice sînt constituite deseori dintr-o masă calcaroasă criptocristalină, în care se întîlnesc cristale izolate sau aglomerări de cristale de dolomit. De obicei, aceste cristale au contururi romboedrice, cu limite mai mult sau mai puţin clare, şi o structură zonată marcată de prezenţa impurităţilor, mai ales în zona centrală a cristalelor. În multe cazuri, modul de răspîndire a cristalelor de dolomit în aceste calcare aminteşte de o structură porfirică.

Dolomite calcaroase. Rocile de acest fel sînt formate dintr-un mozaic de cristale de dolomit cu habitus romboedric şi cu contururi neregulate, avînd de multe ori un nucleu romboedric. Deseori, cristalele de dolomit au în partea centrală impurităţi care descresc treptat, ca frecvenţă, spre periferie. Aproape toate cristalele, în special cele cu structură zonală, au părţile marginale mai limpezi. Adesea, zonalitatea este marcată numai de prezenţa impurităţilor de culoare mai închisă, care sînt mai frecvente în partea inferioară a stratelor de dolomite calcaroase, descrescînd treptat spre partea lor superioară.

În aceste roci, carbonatul de calciu se prezintă sub formă de cristale izometrice de calcit, de dimensiuni asemănătoare celor de dolomit, şi ca agregate de cristale mari de calcit. Agregatele calcitice şi unele fragmente scheletice de organisme sînt înconjurate de masa cristalelor de dolomit, care le afectează la contact, ceea ce dovedeşte existenţa primelor înaintea proceselor de dolomitizare.

Conţinutul de carbonat de calciu corespunzător acestor roci, determinat chimic şi prin difracţie cu raze X, se explică, pe de o parte, prin prezenţa cristalelor izolate şi a agregatelor de calcit şi, pe de altă parte, prin compoziţia variată a cristalelor de dolomit.

Prezenţa cristalelor izometrice de calcit în astfel de roci denotă că echilibrul cristalochimic al calcitului faţă de dolomit are tendinţa de a se realiza prin forma cristalină mai larg dezvoltată a calcitului. Frecvenţa mai mare a acestora în dolomitele calcaroase, ca şi în cele slab calcaroase, în comparaţie cu calcarele dolomitice, a depins probabil de amploarea proceselor de dolomitizare. Acest lucru este ilustrat şi de faptul că spre partea superioară a unor strate în care conţinutul de dolomit descreşte frecvenţa cristalelor de calcit scade, iar dimensiunile lor devin ceva mai mari, ducînd la structuri neomogene, în care cristalele de cal-

cit împreună cu cele de dolomit sînt cuprinse neordonat într-o masă fundamentală de calcar criptocristalin.

În dolomitele calcaroase, ca şi în celelalte roci carbonatice, se observă uneori nivele cu hematit, cu limite neregulate, în care cristalele de calcit şi dolomit au dimensiuni mai reduse decît de obicei. Uneori, hematitul este cuprins chiar în cristalele de dolomit, marcînd împreună cu impurităţile opace structura lor zonată. Acest fapt dovedeşte natura primară a hematitului, care a fost depus împreună cu granulele clastice fine de cuarţ şi muscovit întîlnite sporadic în astfel de roci.

Dolomite slab calcaroase. Rocile sînt alcătuite dintr-un mozaic de cristale de dolomit, între care se întîlnesc sporadic cristale izolate de calcit. Se deosebesc de dolomitele calcaroase prin numărul mai mic de agregate de cristale de calcit şi, în general, prin cantitatea în medie mai mare de impurităţi din cristalele de dolomit.

ASPECTE STRATONOMICE

Rocile carbonatice cretacic-inferioare de la Baru Mare se dispun sub formă de strate şi lentile de grosimi şi lungimi variate. Urmărind succesiunea litologică, se observă că rocile descrise au aproape sistematic o anumită poziţie în coloana litologică şi un anumit mod de zăcămînt. Astfel, calcarele pseudoolitice formează în general strate de grosimi medii de 0,5—1 m, cu limite nete la partea inferioară, în timp ce la partea superioară ele trec relativ treptat la celelalte tipuri de roci. De aceea, în unele cazuri, limita superioară a stratelor este difuză sau neregulată. Alteori, aceste calcare se dispun sub formă de lentile.

Calcarele dolomitice şi rocile dolomitice se prezintă de obicei sub forma unor strate de grosimi mai mari (3—7 m), cu aspect masiv, sau ca lentile de grosimi mai mici, intercalate în calcarele pseudoolitice.

Calcarele recristalizate au fost întîlnite numai sub formă de lentile de dimensiuni variate, cu limite difuze, fiind cuprinse în rocile dolomitice sau alternînd cu acestea. Relaţiile dintre diferitele tipuri de roci arată deci existenţa unor treceri treptate între ele, atît pe direcţie, cît şi pe verticală.

Caracterele stratonomice sînt semnificative din punct de vedere sedimentogenetic. Ele dovedesc coexistenţa mai multor faciesuri ale sedimentelor carbonatice în aceeaşi zonă de sedimentare (sedimente pseudoolitice, organogene, mîluri calcitice şi aragonitice fine), iar pe de altă parte arată că procesele de dolomitizare au afectat aceste sedimente selectiv numai în anumite locuri şi la anumite nivele. Procesele de dolomitizare au mascat parţial dispoziţia stratonomică iniţială a sedimentelor carbonatice, caracteristică faciesului urgonian.

Urmărind distribuţia diferitelor tipuri de roci carbonatice în coloana litologică, se constată în mai multe cazuri o succesiune ritmică a lor. Astfel, atît din punct de vedere petrografic, cît şi al compoziţiei chimice, se observă mai multe secvenţe ritmice, de obicei alcătuite în bază din calcare pseudoolitice, peste care urmează dolomite slab calcaroase sau calcaroase, iar apoi calcare dolomitice, urmate de calcare pure recristalizate, dispuse sub formă de lentile (fig. 2). Ritmicitatea, obser-

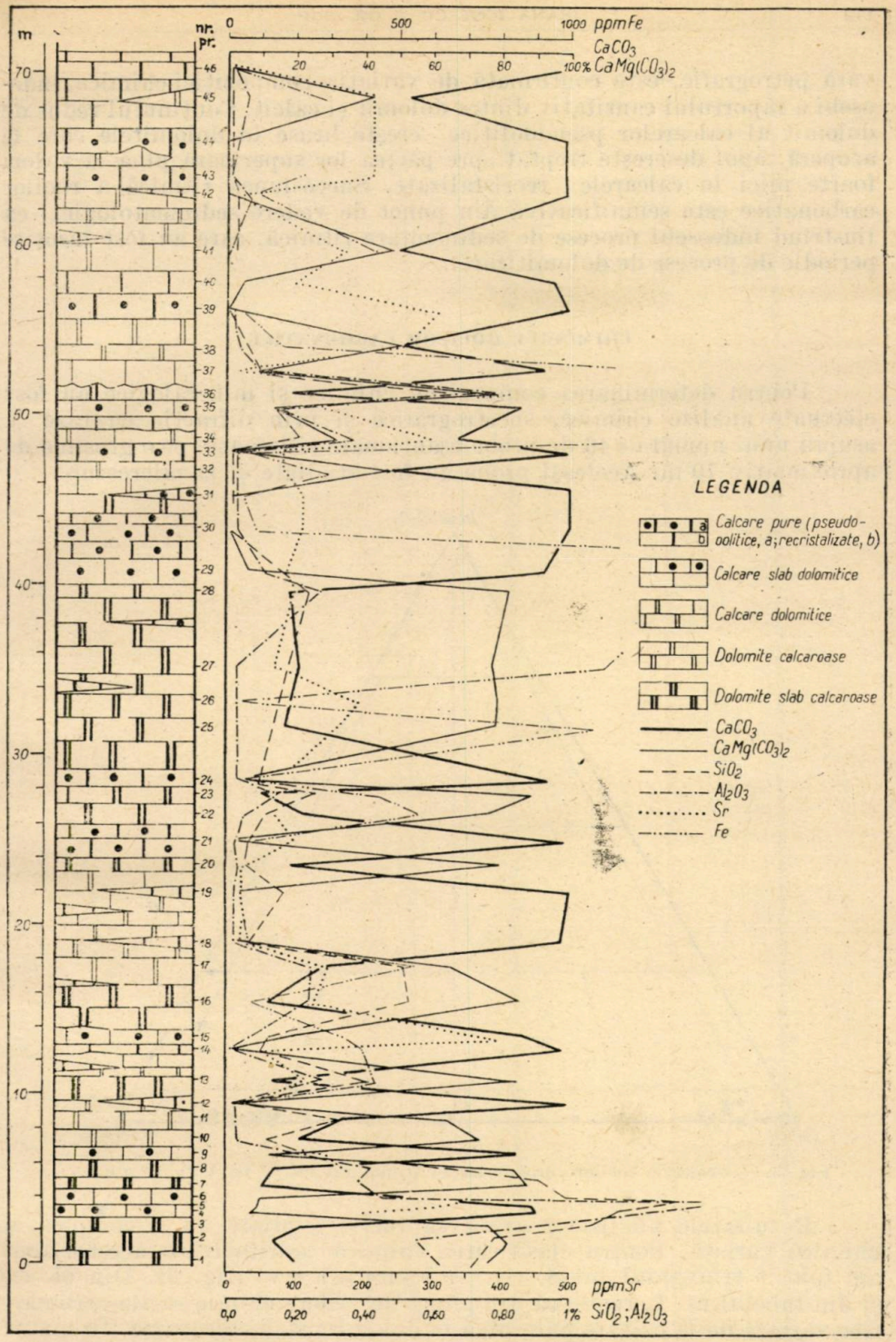


Fig. 2. — Succesiunea litologică și variația compoziției chimice în rocile carbonatice cretacic-inferioare de la nord de Baru Mare.

vată petrografic, este confirmată de variaţia compoziţiei chimice, îndeosebi a raportului cantitativ dintre dolomit şi calciţ. Conţinutul redus de dolomit al calcarelor pseudoolitice creşte brusc în dolomitele care le acoperă, apoi descreşte treptat spre partea lor superioară pînă la valori foarte mici în calcarele recristalizate. Succesiunea ritmică a rocilor carbonatice este semnificativă din punct de vedere sedimentologic, ea ilustrînd îndeosebi procese de sedimentare ritmică, care au fost însoţite periodic de procese de dolomitizare.

CHIMISMUL ROCILOR CARBONATICE

Pentru determinarea compoziţiei chimice şi mineralogice au fost efectuate analize chimice, spectrografice şi prin difracţie cu raze X asupra unui număr de 46 de probe eşantionate sistematic pe o grosime de aproximativ 70 m. Aceleaşi probe au fost studiate şi la microscop.

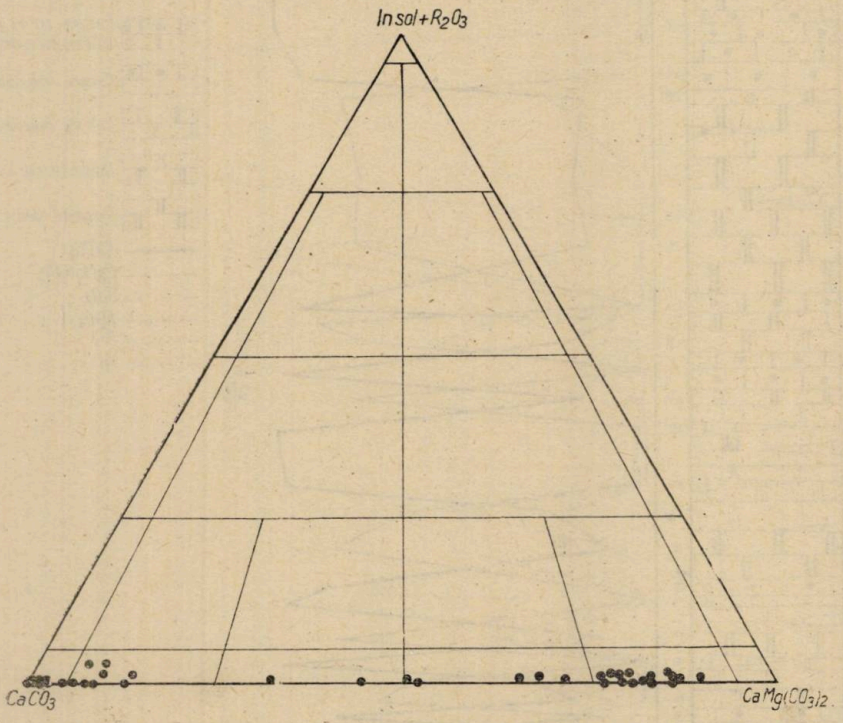


Fig. 3. — Proiecţia rocilor carbonatice în triunghiul lui S. G. V i ş n e a k o v.

Rezultatele analizelor arată că rocile studiate au o compoziţie chimică variată. Pentru clasificarea chimică cantitativă a acestor roci am folosit triunghiul lui S. G. V i ş n e a k o v (fig. 3). Din el, ca şi din tabelul nr. 1, reiese că din punct de vedere chimic rocile carbonatice variază de la calcare pure pînă la dolomite slab calcaroase. În materialul analizat nu am întîlnit niciodată un conţinut de magneziu cores-

punzător dolomitelor pure. Conținutul maxim de dolomit din aceste roci este de 89%, ceea ce corespunde unor dolomite slab calcaroase. Cantitatea de dolomit variază de la un strat la altul și în cadrul aceluiași strat, descrescînd uneori spre partea superioară, arătînd astfel o trecere treptată de la dolomite slab calcaroase la cele calcaroase sau la calcare dolomitice. În cazul dolomitelor slab calcaroase și calcaroase, conținutul de $CaCO_3$ este datorat prezenței agregatelor și cristalelor izometrice de calcit, fragmentelor fosile și neomogenității structurii cristalelor de dolomit. În calcarele dolomitice, procentul mare de carbonat de calciu este dat în primul rînd de masa fundamentală calcaroasă și de prezența cristalelor de calcit. Analizele chimice și prin difracție cu raze X arată că cele mai multe calcare care conțin mai mult dolomit se plasează în domeniul corespunzător calcarelor slab dolomitice. Calcarele pure sînt reprezentate prin calcare pseudoolitice și calcare recristalizate.

Conținuturile de SiO_2 și A_2O_3 sînt în general reduse, sub 1%, și numai rar depășesc această valoare la baza succesiunii litologice. Aproape cu regularitate se observă că variația conținutului de SiO_2 este însoțită de variația în același sens a Al_2O_3, ceea ce denotă că oxizii respectivi sînt legați de prezența materiei argiloase și că numai sporadic valorile mai mari de SiO_2 pot fi puse pe seama granulelor detritice de cuarț. Este interesant de remarcat că valorile procentuale mai ridicate ale celor doi oxizi se întîlnesc mai frecvent în rocile dolomitice, și nu în calcarele pseudoolitice, cum aparent ar fi normal. De asemenea, s-a observat că descreșterea frecvenței impurităților este însoțită de scăderea conținutului de SiO_2 și Al_2O_3, de la dolomitele slab calcaroase la calcarele slab dolomitice, fapt care dovedește că impuritățile, concentrate frecvent în partea centrală a cristalelor de dolomit, sînt formate îndeosebi din substanță argiloasă. În unele secvențe există și relații între conținutul de materie argiloasă și dimensiunile și habitusul mineralelor carbonatice, relații exprimate printr-o scădere a cantității de substanță argiloasă o dată cu creșterea dimensiunilor cristalelor de dolomit și calcit și cu tendința acestora spre habitusul romboedric.

Fierul se prezintă sub formă de hematit și se găsește, în general, în cantități reduse. Totuși, fierul, fără să arate sistematic afinități pentru unul dintre tipurile de roci descrise, acuză valori mai ridicate în rocile dolomitice și mult reduse în calcarele pseudoolitice și în cele recristalizate. În unele cazuri, sensul variației Fe_2O_3 este asemănător aceluia al SiO_2 și Al_2O_3, ceea ce ar arăta că hematitul este de natură primară și a fost transportat în zona de sedimentare împreună cu materia argiloasă. În general, conținuturile mici de SiO_2, Al_2O_3 și Fe_2O_3 indică un aport neînsemnat de material clastic și pelitic, care nu a influențat mediul de sedimentare.

Dintre elementele minore determinate spectrografic, numai stronțiul are valori ceva mai ridicate, a căror variație sistematică în diferitele tipuri de roci carbonatice este semnificativă. Calcarele pseudoolitice prezintă cel mai înalt conținut de stronțiu (80—400 p.p.m.), care se menține frecvent la valori crescute (>100 p.p.m.) și în dolomitele slab calcaroase și calcaroase, situate de regulă imediat deasupra primelor. De asemenea, se remarcă în mod constant scăderea bruscă a stronțiului în calcarele recristalizate (<30 p.p.m.) (fig. 2). Prezența stronțiului în

calcarele pseudoolitice, unde atinge valori pînă la 400 p.p.m., este controlată de existenţa scheletelor organice, care fixează în mod selectiv acest element. Valorile ridicate de stronţiu, întîlnite şi în calcarele dolomitice, sugerează că procesele de dolomitizare ce au afectat sedimentele carbonatice organogene au avut o viteză mai mare, care a favorizat includerea lui ca impuritate în reţeaua cristalelor de dolomit. Structura cu grad de simetrie mai scăzut a cristalelor de dolomit explică capacitatea acestora de a reţine mai multe impurităţi decît cristalele de calcit, fără să influenţeze sensibil echilibrul lor. Este cunoscut faptul că în structurile expandate şi mai deschise influenţa factorilor cristalochimici (ca, de exemplu, controlul razei ionice) este redusă ((J. P. Goldschmidt şi D. C. Graaf, 1958). Conţinutul de stronţiu extrem de redus din calcarele recristalizate reprezintă efectul proceselor de diageneză timpurie, care prin recristalizare au determinat eliminarea lui din masa rocii.

PROCESE DE SEDIMENTARE ŞI DIAGENEZĂ A ROCILOR CARBONATICE

Studiul rocilor carbonatice sub facies urgonian de la Baru Mare furnizează o serie de date pe baza cărora se încearcă interpretarea modului lor de formare, îndeosebi a rocilor dolomitice. Evident că abordarea problemelor privind geneza rocilor dolomitice presupune şi cunoaşterea naturii sedimentelor carbonatice iniţiale afectate de procesele de dolomitizare.

Majoritatea calcarelor din succesiunea litologică studiată sînt reprezentate prin calcare pseudoolitice, calcare recristalizate, mai rar calcare fine, criptocristaline. În prezent se cunoaşte că structurile oolitice, în mare parte pseudoolitele, scheletele organismelor, precum şi mîlurile carbonatice actuale sînt formate predominant din calcit magnezian şi aragonit, rezultate din precipitarea chimică directă sau prin intermediul bacteriilor şi al activităţii secretoare a organismelor (K. E. Chave, 1954; L. V. Illing, 1954; G. A. Rusnak, 1960). Aceste minerale comune în zonele de sedimentare puţin adînci, cum este cazul rocilor carbonatice sub facies urgonian, pot să atingă 70% din volumul mineralelor carbonatice, spre deosebire de apele adînci, unde predomină calcitul (F. G. Stehli şi J. Hower, 1961). Pe de altă parte, s-a constatat că în condiţiile unor ape relativ puţin adînci mîlurile carbonatice sînt mai bogate în aragonit decît sedimentele carbonatice mai grosiere, unde calcitul este mai frecvent.

Constatările de mai sus ne îndreptăţesc să considerăm că iniţial depozitele carbonatice urgoniene din regiunea Haţegului erau constituite, în mare măsură, din aragonit şi calcit magnezian, minerale în echilibru cu apa marină, care a favorizat de altfel formarea şi stabilitatea lor în aceste condiţii. Un argument în favoarea naturii iniţial aragonitice este conţinutul de stronţiu mai ridicat al calcarelor pseudoolitice. Abundenţa stronţiului în sedimente aragonitice şi concentrarea preferenţială a acestui element în fragmentele de organisme fosile au fost deja constatate (K. Turekian, 1955; F. R. Siegel, 1961). Se crede chiar că ionii de stronţiu accelerează formarea aragonitului mai mult

decît a calcitului, din cauza dimensiunilor mari ale ionului de stronţiu, care se acomodează mai uşor în reţeaua cristalină a $CaCO_3$ rombic decît în reţeaua trigonală (F. D a n i e l s, 1961).

Ţinînd seama de caracterele stratonomice ale diferitelor roci carbonatice descrise, rezultă, după toate probabilităţile, că în regiunea la care ne referim procesele de sedimentare din timpul cretacicului inferior au favorizat coexistenţa mai multor tipuri de sedimente, cu structuri şi texturi diferite, constituite în mare parte din calcit magnezian şi aragonit. Aceste minerale alcătuiau, probabil în majoritatea cazurilor, sedimente pseudoolitice mai mult sau mai puţin organogene şi mîluri carbonatice fine, distribuite în părţile depresionare ale reliefului submarin sau în sectoarele controlate de un regim de curenţi marini de slabă intensitate.

Aragonitul şi calcitul magnezian, minerale stabile în apa marină, devin metastabile în alte condiţii, cînd au loc convertirea aragonitului în calcit şi pierderea magneziului din calcitul magnezian. Aceste transformări ireversibile, provocate de alte condiţii decît acelea controlate de apa marină, reprezintă procese de diageneză timpurie, în care sedimentele carbonatice tind spre starea de echilibru, concomitent avînd loc şi litificarea lor. Asemenea condiţii deosebite se realizează, după unii autori, prin expuneri într-un mediu subaerian, în ape salmastre sau freatice, iar după alţii, prin îngroparea sedimentelor carbonatice la diferite adîncimi sub limita apă/sediment, unde soluţiile interstiţiale mai bogate în săruri şi, în anumite cazuri, presiunea mai mare au jucat un rol important în aceste transformări. Se admite că prin izolarea sedimentelor de apa marină şi creşterea presiunii pot avea loc, pe de o parte, disoluţia parţială a mineralelor carbonatice metastabile, proporţional cu creşterea adîncimii şi reprecipitarea sub formă de ciment calcitic, iar pe de altă parte transformarea lor în calcit.

În calcarele de la Baru Mare, aceste procese au avut loc în acele roci care au o structură neomogenă, cum sînt calcarele organogene şi pseudoolitice, pe cînd în calcarele fine criptocristaline convertirea mineralelor metastabile a avut loc probabil predominant prin schimbarea coordinaţiei ionice în aragonit şi prin pierderea magneziului şi a impurităţilor din reţeaua cristalină a calcitului magnezian.

Procesele timpurii de diageneză sînt însoţite de o scădere sensibilă a conţinutului de elemente minore (C. F. K a h l e, 1965 a şi b). Variaţia conţinutului de stronţiu în rocile carbonatice analizate este semnificativă din acest punct de vedere. Faptul că acest element are valori mai ridicate în calcarele pseudoolitice şi în cele dolomitice slab calcaroase şi calcaroase şi valori foarte reduse în calcarele recristalizate denotă că cimentul calcarelor pseudoolitice s-a format destul de timpuriu, împiedicînd migrarea stronţiului din fragmentele scheletice. Dolomitizarea a avut loc de asemenea într-o etapă timpurie, concomitent cu transformările cristalochimice suferite de carbonaţii metastabili, ceea ce a favorizat înglobarea stronţiului ca element-impuritate în reţeaua cristalină a dolomitului. Pe de altă parte, acolo unde procesele de diageneză au fost mai intense, cum este cazul calcarelor recristalizate, stronţiul a fost expulzat pînă la dispariţia lui totală.

Variaţia ritmică în succesiunea litologică studiată a elementelor minore, concomitent cu cele majore, ca şi schimbarea pe direcţie a chimismului rocilor carbonatice, arată că procesele de diageneză s-au petrecut într-o fază timpurie, periodic şi cu intensităţi diferite, potrivit cu caracterele structurale ale sedimentelor, condiţionate, la rîndul lor, de particularităţile locale ale ambianţei de depunere. Astfel de procese timpurii au avut ca efect probabil descreşterea simţitoare a compactizării sedimentelor.

Frecvenţa rocilor dolomitice în succesiunea litologică descrisă sugerează că problemele privind depunerea şi diageneza sedimentelor carbonatice sînt mult mai complexe. Cunoaşterea genezei acestor roci presupune precizarea unor factori, ca: sursa magneziului, presiunea parţială a CO_2, condiţiile de îmbogăţire în magneziu a apei marine, temperatura şi mecanismul de formare. Ne vom ocupa numai de acele aspecte pentru care dispunem de date petrografice, stratonomice şi geochimice.

Se admite că apa marină este principala sursă pentru magneziu, din care acest element este fixat selectiv în scheletele calcitice ale organismelor sub formă de molecule de carbonat de magneziu. Datele disponibile pînă în prezent arată că conţinutul de $MgCO_3$ poate să atingă în sedimente 12,7%, rolul principal în fixarea magneziului revenind în mare măsură algelor, foraminiferelor şi coralilor (K. E. Chave, 1954), destul de abundente şi în depozitele carbonatice de la Baru Mare. Fixarea magneziului în scheletele organismelor reprezintă una din căile principale prin care acest element se poate îmbogăţi în sedimente.

Ţinînd seama că, prin restructurarea mineralelor carbonatice metastabile, magneziul este înlăturat din calcitul magnezian, se poate presupune că, atunci cînd acest lucru se petrece sub limita apă/sediment, magneziul poate trece în soluţii interstiţiale şi de aici prin schimburi ionice poate să ducă la formarea rocilor dolomitice. Rezultă că procesele de dolomitizare ar fi legate de convertirea mineralelor metastabile în calcit şi, într-o anumită măsură, de eliminarea magneziului şi de îmbogăţirea în acest element a fluidelor interstiţiale cantonate în sedimente situate la nivele succesiv superioare, cum de altfel sugerează alternanţa ritmică a calcarelor pure cu rocile dolomitice. Dacă se presupune că, pe măsura îngropării sedimentelor, procesele timpurii de diageneză se produc continuu, ar urma ca şi procesele de dolomitizare să fie neîntrerupte, situaţie posibilă uneori şi care a dus, probabil, la formarea rocilor dolomitice cu aspect masiv. Alternanţa diferitelor tipuri de roci carbonatice arată că formarea rocilor dolomitice este condiţionată şi de alţi factori fizico-chimici.

În prezent se admite că procesele de dolomitizare sînt legate şi de spaţiul intergranular. Porozitatea iniţială a sedimentelor, la care se adaugă porozitatea rezultată în urma transformării calcitului magnezian şi aragonitului în calcit, serveşte drept cale de migrare a soluţiilor, în care magneziul se poate îmbogăţi şi ulterior poate duce la formarea rocilor dolomitice. Există, probabil, şi posibilitatea ca dolomitul să precipite direct din soluţiile interstiţiale (H. J. Bissell şi G. V. Chilingar, 1958). Amploarea proceselor de dolomitizare va depinde în aceste cazuri de concentrarea magneziului în soluţiile in-

terstiţiale. La o concentrare mai mare a Mg^{2+}, dolomitizarea va fi mai intensă şi viteza de cristalizare mai mare, avînd ca efect cristale de dolomit cu contururi neregulate şi cu impurităţi. La scăderea concentraţiei de Mg^{2+}, procesele de dolomitizare devin mai lente, cu tendinţa de a forma cristale cu habitus romboedric, mai limpezi şi de dimensiuni mai mari spre partea superioară a stratelor. Acest lucru este deosebit de evident în succesiunea litologică studiată, unde de la dolomitele slab calcaroase şi calcaroase, constituite dintr-un mozaic de cristale echigranulare, neregulate ca formă şi cu frecvente impurităţi, se trece treptat spre partea superioară a stratelor la calcare dolomitice cu cristale de dolomit de dimensiuni mai mari, limpezi şi frecvent cu habitus romboedric.

Natura petrografică a rocilor carbonatice arată că dolomitizarea nu a avut loc uniform şi pretutindeni, ci numai în unele sedimente şi în anumite locuri. Structurile relicte denotă că procesele de dolomitizare au afectat mai mult mîlurile carbonatice fine şi sedimentele pseudoolitice, la alcătuirea cărora au participat şi mîluri carbonatice. Aceste observaţii permit să se considere că, în afară de concentrarea magneziului în soluţii interstiţiale, un rol important revine dimensiunilor mici ale granulelor cu suprafaţă chimică activă mare şi porozităţii care controlează volumul apei din pori (R. C. Murray şi F. J. Lucia, 1967). Caracterele fizico-chimice ale sedimentelor carbonatice de la Baru Mare sugerează deci existenţa unei dolomitizări selective.

Urmărind conţinutul de substanţă argiloasă din rocile carbonatice (fig. 2), se observă că valorile cele mai mari se întîlnesc de obicei în dolomitele slab calcaroase şi calcaroase, scad treptat în calcarele dolomitice şi sînt cu totul reduse în calcarele pseudoolitice şi în cele recristalizate. Nu este exclus ca prezenţa mineralelor argiloase să favorizeze formarea dolomitelor, întrucît aceste minerale pot conţine cantităţi apreciabile de Mg^{2+} alături de alţi cationi, cum sînt Ca^{2+}, Na^{+}, Ka^{+} etc., în reţeaua cristalină sau într-o poziţie de schimb. Magneziul este comun în montmorillonit, clorit, vermiculit, unde poate atinge 25% MgO. Mineralele argiloase pot acţiona ca membrane care împiedică migrarea cationilor şi anionilor, favorizînd astfel concentrarea lor (C. F. Kahle, 1965 a). Soluţiile interstiţiale statice sau mobile, bogate în magneziu, pot duce la formarea calcarelor dolomitice sau a dolomitelor calcaroase şi slab calcaroase, mineralele argiloase funcţionînd ca centre de cristalizare sau catalizatori. Sîntem de părere că mineralele argiloase favorizează formarea dolomitelor numai atunci cînd sînt în cantitate mică şi nu pot influenţa pH-ul soluţiilor interstiţiale prin conţinutul lor de ioni mobili.

Pe baza rezultatelor cercetărilor recente se admite că formarea rocilor dolomitice ar fi influenţată şi de activitatea bacteriană (J. Ricour, 1960).

Prezenţa cristalelor izometrice de calcit printre cele de dolomit presupune că aceleaşi condiţii care favorizează formarea dolomitului imprimă şi calcitului tendinţe similare de cristalizare, mai ales atunci cînd procesele de dolomitizare au amploare mai mare.

Luînd în consideraţie numai acţiunea factorilor fizico-chimici şi biochimici menţionaţi, ar însemna ca procesele de dolomitizare să se producă continuu. Dispoziţia lenticulară a diferitelor tipuri de roci

carbonatice, şi în special a rocilor dolomitice, denotă că dolomitizarea a avut un caracter local, fiind limitată pe direcţie şi pe verticală, ceea ce ne face să opinăm că în procesele de dolomitizare intervin şi alţi factori, cum ar fi relieful submarin şi mişcările de subsidenţă (Gr. Pop, 1965).

Tabelul nr. 1

Compoziţia chimică a rocilor carbonatice

Nr. probei	$CaCO_3$ %	$MgCa(CO_3)_2$ %	SiO_2 %	Al_2O_3 %	Fe p.p.m.	Sr. p.p.m.
1	2	3	4	5	6	7
1	19,82	77,20	0,71	0,62	>1 000	189
2	16,96	82,17	0,78	0,56	>1 000	
3	22,07	77,19	1,06	0,90	>1 000	
4	90,87	6,32	1,15	1,25	2 800	200
5	88,79	9,40	1,66	2,14		300
6	88,86	8,97	1,01	0,46		360
7	10,70	88,00	0,92	0,39	>1 000	
8	14,10	84,36	0,70	0,52	2 000	170
9	84,39	12,33	0,24	0,24	1 449	150
10	21,67	74,90	0,12	0,03		110
11	33,90	64,10	0,32	0,03		
12	99,23	—	0,05	<0,02	40	<30
13	12,96	85,02	0,42	0,28	430	120
14	98,12	0,89	0,10	<0,02	~400	50
15	87,00	13,55	0,12	0,08	350	400
16	12,80	85,90	0,53	0,24	>100	130
17	28,33	65,80	0,51	0,25	560	150
18	97,37	0,43	0,06	0,025	60	<30
19	99,93	—	0,17	0,02	40	<30
20	16,67	80,90	0,05	0,03		<30
21	99,12	—	0,06	0,02	40	100
22	23,05	75,90	0,12	0,05	560	70
23	10,35	89,00	0,26	0,16	430	
24	92,96	4,59	0,09	0,02	40	70
25	17,65	78,06	0,11	0,03	1 040	160
26	18,96	78,90	0,15	0,036	40	190
27	20,67	77,60	0,17	0,036	>1 000	68
28	18,64	82,57	0,24	0,27	2 622	97
29	92,15	7,09	0,16	0,10	2 560	90
30	100	—	0,09	0,03	80	110
31	99,50	—	0,02	0,02	40	110
32	47,20	51,50	0,02	0,02	300	80
33	99,25	—	0,02	0,02	40	80
34	67,06	32,47	0,21	0,36	2 622	300
35	86,33	13,05	0,14	0,14	3 933	140
36	19,12	78,90	0,65	0,73	2 622	410
37	92,41	8,39	0,10	0,10	3 312	<30
38	47,40	50,70	0,06	0,038	160	260
39	99,10	—	0,016	0,02	40	310
40	95,25	4,5				100
41	50,00	48,00	0,01	0,02	450	170
42	99,74	—	0,06	0,53	90	<30
43	99,20	—	0,01	0,02	220	210
44	99,64	—	0,01	0,03		210
45	53,57	43,9	0,012	0,06	280	210
46	99,84	—	0,01	0,03	40	<30

Soluțiile interstițiale bogate în Mg probabil că își mențin concentrația în porțiunile depresionare, unde există restricții în circulația apelor marine, și totodată pot fi influențate favorabil și de fenomenele de evaporare. Unele sectoare mai ridicate pot fi expuse periodic condițiilor subaeriene, cînd transformările cristalochimice ale carbonaților metastabili par să aibă loc destul de rapid, ducînd astfel la formarea calcarelor recristalizate. Alternanța dintre calcarele pure și rocile dolomitice indică, pe de altă parte, faptul că regiunea în care a avut loc formarea lor a fost afectată de mișcări de subsidență ritmice, care au deranjat periodic condițiile locale prin înlăturarea restricțiilor în circulația apelor marine și prin acumularea unor noi sedimente aragonitice și calcitice.

Este posibil ca temperatura să nu fi avut un rol direct în geneza dolomitelor. Ea s-a manifestat în acest proces probabil prin intermediul influenței exercitate asupra altor factori fizico-chimici și biochimici. După toate probabilitățile, în cretacicul inferior temperatura a fost relativ ridicată și constantă, ceea ce a favorizat fixarea magneziului în scheletele organismelor marine.

SEDIMENTOLOGICAL AND DIAGENETIC ASPECTS OF SOME CARBONATE MESOZOIC ROCKS FROM BARU MARE (HAȚEG)

(ABSTRACT)

The Lower Cretaceous deposits (300—400 m thick), located in the area north of Baru Mare (Hațeg), cover, generally, the Urgonian facies; they are constituted prevailingly of carbonaceous rocks, the chemical composition of which varies from pure carbonate rocks (calcareous pseudocolite, cryptocrystalline and recrystallized calcareous rocks) to slightly calcareous dolomites (Fig. 2).

The dolomite rocks and the calcareous rocks containing different amounts of dolomite are more frequently encountered in the lower part of the Urgonian facies deposits. They are transgressively placed over the crystalline basement, under the form of layers and lenses of various sizes.

In the lithological succession under study, the various types of rocks constitute sometimes rhythmical sequences, formed at the basis of pure calcareous pseudo-oolitic or slightly dolomitic rocks followed rather abruptly by slightly calcareous dolomites and further up by calcareous dolomites and then by partially recrystallized carbonate rocks (Fig. 3).

The lithologic, stratonomical and geochemical study of these rocks shows that they were formed as a consequence of the diagenesis processes undergone by carbonaceous pseudo-oolitic sediments, more or less organogenous, and fine carbonaceous silts, composed mostly of high magnesium calcite and aragonite.

The fine silts were probably deposited in the depressed areas of the submarine relief, or in sectors in which sea currents of low intensity were predominant. At later stages, these sediments either being buried at

various depths under the line water/sediment, or exposed to sub-air conditions, the mentioned carbonaceous minerals became metastable and underwent irreversible transformations by elimination of Mg from the high magnesium calcite and the conversion of the aragonite-calcite. The results — partial at least — of these early diagenetic processes were cementation of calcareous pseudo-oolites, formation of recrystallized carbonate rocks, significant decrease in the contents of minor elements and increased compactness of carbonaceous sediments.

The transformation of metastable minerals, probably mainly biogenetic, was associated with release of magnesium, which could get enriched in the fluids originating in the upper levels of the sediments, wherefrom, by means of ionic exchanges, it helped to the formation of dolomitic rocks. It ensues that the magnitude of dolomitization processes depended to a certain extent on the magnesium ions concentration and on the initial porosity of sediments, which in its turn controlled the amount of solution in the pores. Petrographic data show that these processes acted selectively, affecting particularly the fine sediments, which offered a larger chemically active surface.

It is likely that the argillaceous minerals acted as films, which obstructed Mg migration and favoured thus its concentration. In the fosmation of dolomitic rocks they also acted as crystallization centres or as catalysts, but only in the case these minerals were in small quantity. It may be supposed that bacterial activity too had a share in the above processes.

The occurrence of calcitic isometric crystals among the dolomitic ones, makes us assume that the same conditions which favour the formation of dolomite crystals impress on calcite too similar tendencies towards crystallization, especially in conditions of prevalence of rather ample dolomitization.

The formation of dolomitic rocks was also influenced by the submarine relief, namely by the depressed areas which hindered the free circulation of sea waters and thus the Mg concentration in interstitial solutions could be better preserved. The alternate succession of pure calcareous and dolomitic rocks was determined by the rhythmical subsidence movements which affected this area during Lower Cretaceous.

BIBLIOGRAFIE

Bissell H. J. a. Chilingar G. V. (1958), *Notes on diagenetic dolomitization*, J. Sed. Petrology, **28**, *4*.

Chave K. E. (1954), *Aspects of the biogeochemistry of magnesium*, I. *Calcareous marine organisms*, J. Geol., **63**, *3*.

Daniels F. (1961), *Kinetics and thermoluminescence in geochemistry*, Geochim. cosmochim. Acta, **22**, *1*.

Goldschmidt E. R. a. Graaf D. C. (1958), *Relations between lattice constants and composition of the Ca-Mg carbonates*, Amer. Mineral., **43**, *1*.

Illing L. V. (1954), *Bahama calcareous sands*, Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., **38**, *1*.

Kahle C. F. (1965 a), *Possible roles of clay minerals in the formation of dolomite*, J. Sed. Petrology, **35**, *2*.

— (1965 b), *Strontium in oölitic limestones*, J. Sed. Petrology, **35**, *4*.

Murray R. C. a. Lucia F. J. (1967), *Cause and control of dolomite distribution by rock selectivity*, Geol. Soc. Amer. Bull., **73**, *1*.

Pop Gr. (1965), *Prezența rocilor dolomitice în depozitele mezozoice din regiunea Tismana și semnificația lor (Carpații Meridionali)*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **10**, *1*.

— (1968), *Depozitele cretacic superioare din zona Șopot și semnificația lor paleotectonică*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **13**, *1*.

Ricour J. (1960), *De la genèse de certaines dolomies*, C.R. Acad. Sci., **251**.

Rusnak G. A. (1960), *Some observations of recent oolites*, J. Sed. Petrolcgy, **30**, *3*.

Siegel F. R. (1961), *Variations of Sr/Ca ratios and Mg content in recent carbonate sediments of the Northern Florida Keysarea*, J. Sed. Petrology, **31**, *3*.

Stehli F. G. a. Hower J. (1961), *Minerology and early diagenesis of carbonate sediments*, J. Sed. Petrology, **31**, *3*.

Turekian K. (1955), *Paleoecological significance of the strontium-calcium ratio in fossils and sediments*, Geol. Soc. Amer. Bull., **66**, *1*.

Primit în redacție la 3 aprilie 1968

Institutul de geologie și geografie al Academiei Republicii Socialiste România, București

FENOMENE DE ALTERARE ÎN ANDEZITELE DE LA CAVNIC *

DE

OCTAVIAN ANTON

55(05)

Din studiile executate pînă în prezent (D. Giuşcă, 1960; D. Giuşcă şi colab., 1965; Constantina Stanciu şi colab., 1967) rezultă că vulcanitele neogene din regiunea Baia Mare au suferit transformări hidrotermale variate, caracterizate prin formarea adularului, a sericitului, a caolinitului sau a montmorillonitului. Împreună cu aceste minerale sînt semnalate cantităţi, uneori însemnate, de cuarţ, clorit, calcit sau ankerit, pirită, hematit şi limonit.

Un sector interesant pentru studiul fenomenelor de alteraţie hidrotermală este acela de la Roata (Cavnic). Aici, andezitul piroxenic de Cavnic-Jereapăn este împărţit cartografic în două subdiviziuni pe baza prezenţei sau a absenţei fenomenelor de alterare hidrotermală (I. Kalmar, 1966)[1]. Caolinizarea este un fenomen foarte răspîndit în aceste andezite, însoţită fiind uneori de silicifieri şi de formarea cuarţitelor secundare.

Pe lîngă caolinizare sericitizarea este adesea menţionată, fiind larg răspîndită în jurul filoanelor metalifere. Lucrările mai recente executate în jurul filoanelor de la Roata de către E. Stoicovici (1947, 1948)[2], T. Urcan (1960) [3] şi C. Ardeleanu şi colab.[4] caracterizează fenomenele de alterare hidrotermală prin prezenţa caolinitului şi a sericit-illitului.

---

* Comunicare prezentată la Sesiunea ştiinţifică a Institutului de geologie şi geografie al Academiei Republicii Socialiste România din aprilie 1967.

[1] I. Kalmar, *Geologia minei Roata*, Arh. Com. Stat Geol., 1966.

[2] E. Stoicovici, *Explorarea regiunii Cavnic — Băiuţ*, Arh. Com. geol., 1947; E. Stoicovici, *Filonul de caolin din mina Roata*, Arh. Min. Minelor, 1948.

[3] T. Urcan, *Raport geologic asupra prospecţiunilor pentru caolin la Cavnic*, Arh. Com. geol., 1962.

[4] C. Ardeleanu şi colab., *Raport asupra lucrărilor geologice pentru caolin în sectorul Baia Sprie — Cavnic*, Arh. T.E.M., 1967.

Unul din punctele interesante pentru aceste transformări se află pe valea Șteampului, la aproximativ 500 m amonte de intersecția cu șoseaua spre Băiuț. Aici a fost descris de autorii menționați mai sus un filon de caolinit, orientat NNV-SSE/90°, tăiat transversal de firul văii amintite. Trecerea de la andezitul proaspăt la zona caolinizată a fost atribuită pînă în prezent existenței unui andezit sericitizat.

Studiind în detaliu același sector, constatăm că argilizarea se dezvoltă masiv în jurul unui plan de falie pe o lățime de aproximativ 3 m, fiind flancată de andezitul puternic alterat. Roca este aproape integral transformată într-o masă argiloasă compactă, alb-gălbuie, care înglobează fragmente centimetrice de andezit, la rîndul lor argilizate. În jurul planului de falie, mineralele argiloase sînt larg dezvoltate în paiete incolore, vizibile cu ochiul liber.

Rezultatele analizelor executate pe materialul colectat la valea Șteampului, prezentate în lucrarea de față, au condus la identificarea pirofilitului (descris pînă acum ca sericit-illit) și a dickitului, acestea fiind principalele minerale argiloase formate prin circulația soluțiilor hidrotermale în acest punct din andezitul de Cavnic-Jereapăn.

*

Încă de la un studiu macroscopic pe teren, matricea argiloasă dezvoltată în jurul planului de falie poate fi separată în două; în amonte pe valea Șteampului predomină un material argilos compact, de culoare alb-gălbuie, cu multe plane de fricțiune. El înglobează pungi sau zone neregulate ale unui material mai deschis la culoare, foarte fin solzos, material care în partea din aval a zonei devine predominant. Matricea în întregul ei înglobează fragmentele de andezit alterat menționate mai sus.

Cele două separații devin evidente microscopic prin prezența unor agregate echigranulare cu birefringență scăzută ($\triangle = 0{,}006$), specifică mineralelor caolinitice, și a unor agregate solzoase cu culori de birefringență ridicată ($\triangle = 0{,}05$), agregate de tipul sericitului. Recunoașterea acestor minerale ca dickit și pirofilit a fost făcută cu ajutorul metodelor de analiză termică, spectrometrică, chimică și roentgenografică.

Fragmentele de andezit prinse în matricea argiloasă sînt, la rîndul lor, caolinizate (folosind termenul în sensul grupei de minerale) și pirofilitizate. Unele mai păstrează structura inițială, altele se pierd cu totul în matricea argiloasă și numai diferențele de culoare, datorate în general prezenței piritei în vechile fragmente de andezit, permit identificarea lor. Această gamă de stadii de alterare reproduce, în general, situația în spațiu a andezitului din zonele limitrofe faliei.

Roca andezitică este caolinizată, dickitul înlocuind atît fenocristalele de feldspat plagioclaz, cît și masa rocii. Mineralele feromagneziene sînt complet transformate, singura fază de alterare ce se mai observă fiind tot argilizarea. Mineralul caolinitic care apare în astfel de situații este în general mărunt cristalizat cu culori de birefringență scăzută și extincție rulantă.

În asociație cu dickitul, apare pirofilitul, fin solzos, rareori mai larg cristalizat. El formează borduri în jurul vechilor fenocristale de feldspat înlocuite cu dickit (pl. I, fig. 1), filonașe subțiri (cînd este însoțit de hidroxizi de aluminiu) sau zone neregulate (pl. I, fig. 2)

în masa de dickit. Împreună cu cazurile în care pirofilitul fin solzos invadează substituind masa de dickit (pl. I, fig. 3), aceste situații evidențiază clar existența unui fenomen de pirofilitizare, ulterior caolinizării. Succesiunea acestor procese este confirmată și de prezența unor formațiuni fibroradiare de dickit și pirofilit. Rozetele formate în mici goluri din rocă sînt compuse din cristale aciculare, care inițial au compoziția dickitului și se continuă fără nici o modificare morfologică cu pirofilit. Distincția se face numai pe baza reliefului și a birefringenței.

Alteori, rozete exclusiv dickitice sînt învelite cu o crustă de pirofilit (pl. II, fig. 4).

Sînt numeroase și cazurile în care formațiunile fibroradiare au în centru compoziția dickitului, trecînd la cea a pirofilitului, pentru ca în extremități să revină la compoziția dickitului.

Pe baza studiilor experimentale de laborator (R. R o y și E. F. O s b o r n, 1954), s-au precizat condițiile fizico-chimice de formare a celor două minerale mai sus citate. În cazul argilizării de la valea Șteampului, cristalizarea alternativă a dickitului și a pirofilitului demonstrează variații de presiune și temperatură ale soluțiilor care au circulat în andezit. Pirofilitul reprezintă o fază stabilă în domeniul de temperatură 420—575°C, pH acid și diverse valori ale presiunii, într-un amestec alumină-silice bogat în silice. Dickitul este o fază stabilă la temperaturi mai scăzute (în jur de 350°C) și în amestecuri alumină-silice mai sărace în al doilea component.

Cantitatea de apă prezentă poate influența de asemenea mersul precipitării în cadrul sistemului.

Fluctuațiile temperaturii și presiunii au condus la formarea pirofilitului între două faze distincte de caolinizare.

A doua fază de caolinizare se dezvoltă în rocă sub forma unor filonașe de dickit larg cristalizat (cristalele avînd uneori contururi pseudohexagonale și o extincție rulantă), filonașe ce străbat atît masa dickitică mai mărunt cristalizată, cît și zonele cu pirofilit (pl. II, fig. 5).

Macroscopic, cea de-a doua fază de caolinizare se remarcă prin prezența unor vinișoare de culoare alb-albăstruie, însoțite de pirită, care străbat întreaga masă argiloasă.

Analiza termică diferențială a fost prima care ne-a avertizat asupra prezenței celor două minerale menționate — pirofilit și dickit — în profilul din valea Șteampului.

Spre deosebire de sericit-illit, curba termică diferențială a pirofilitului prezintă un efect endoterm la 670°C, datorat pierderii grupărilor hidroxil din structura mineralului, urmat de un efect

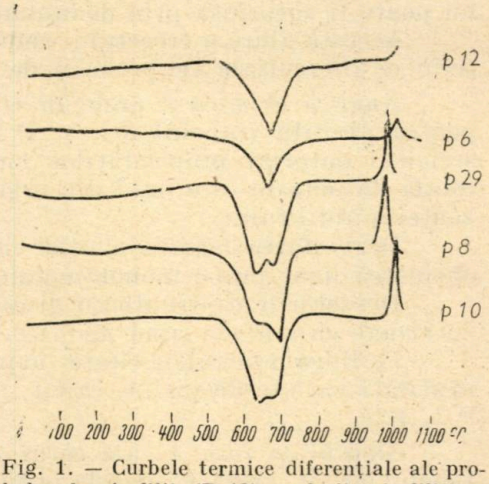


Fig. 1. — Curbele termice diferențiale ale probelor de pirofilit (P 12), andezit pirofilitizat (P 6) și dickit (P 29, P 8, P 10).

exoterm la 1010°C, care semnalează descompunerea rețelei mineralului (fig. 1).

Sericitul manifestă prima transformare cu ridicarea temperaturii prin efectul endoterm situat în jur de 900°C, în timp ce illitul și hidromicele pierd primele cantități de apă (adsorbită) în jur de 150°C.

Mineralele din grupul caolinitului manifestă primele modificări din rețea (pierderea grupărilor hidroxil) prin efectul endoterm din domeniul de temperatură 550-650°C. Temperatura exactă, și forma croșetului sînt în funcție de ordinea structurală a mineralului și deci de tăria legăturilor din rețeaua sa. Energiile diferite de desfacere a acestor legături se exprimă prin valorile diferite ale temperaturii efectului endoterm. Dickitul, mineral cu un grad de cristalinitate ridicat, are efectul endoterm la temperaturi superioare caolinitului.

Pe lîngă temperatura ușor superioară a efectului endoterm la dickit (650°C) față de caolinit (550°C), însăși forma croșetului diferă, prin dedublarea sa. Dedublarea, în grupa caolinitului, se datorește dehidroxilării în două stadii.

Față de caolinit, celula elementară a dickitului cuprinde două foi structurale (de compoziție 1:1). Primele grupări hidroxil ce se pierd cu ridicarea temperaturii sînt cele situate pe fața externă a pachetului caolinitic. Forma intermediară care ia naștere conține grupările hidroxil din interiorul pachetului caolinitic și stratul hidroxilic intern. Înlăturarea acestor grupări se face cu un plus de energie de activare, deci la o temperatură ușor superioară. După pierderea totală a grupărilor hidroxil, sîntem în prezența metacaolinitului, reacția de temperatură scriindu-se astfel (L. S t o c h , 1967):

$$\underset{\text{dickit}}{Al_4Si_4O_{10}(OH)_8} \rightarrow \underset{\text{formă de tranziție}}{Al_4Si_4O_{13}(OH)_2} + 3H_2O \rightarrow \underset{\text{metacaolinit}}{A_4Si_4O_{14}} + H_2O$$

Aceeași formă de tranziție apare și la caolinit, dar domeniul său de stabilitate este mai redus (10—15°C) față de dickit (100°C), astfel încît nu poate fi surprinsă prin dedublarea croșetului endoterm.

Această alură a croșetului endoterm este remarcată la toate curbele termice diferențiale ale probelor de la valea Șteampului (fig. 1).

Analiza chimică a probelor colectate este edificatoare în special pentru pirofilit (tabelul nr. 1, P 12), mineral ce a fost confundat cu sericitul datorită proprietăților lor optice foarte asemănătoare. Lipsa totală de potasiu este unul din argumentele principale în favoarea prezenței pirofilitului.

Dezvoltarea masivă a celor două minerale în andezit a favorizat obținerea unor probe monominerale pentru cercetările de laborator.

Deosebirile dintre dickit și caolinit sînt de altă natură, din punct de vedere chimic ele fiind identice.

Pe lîngă mineralele citate, în probele de rocă alterată sînt semnalate cantități variate de pirită, calcit și hidroxizi de fier (tabelul nr. 1, P 1, P3).

Studiul cu raze X, ale cărui valori sînt prezentate în figura 2 și tabelul nr. 2, arată că datele obținute prin analiza materialului de la valea Șteampului corespund celor din literatură pentru pirofilit și dickit.

Tabelul nr. 1

Compoziția chimică a unor probe de andezit argilizat, pirofilit și dickit*

	P 1	P 3	P 6	P 12	P 29
SiO_2	57,70	56,00	67,40	51,20	47,86
TiO_2	0,62	0,67	0,70	0,97	0,67
Al_2O_3	13,30	14,28	20,90	31,62	35,00
Fe_2O_3	6,67	4,32	1,39	1,19	1,19
FeO	0,43	0,43	—	—	0,36
MnO	0,23	0,20	—	—	—
MgO	3,60	2,10	0,10	1,60	0,25
Na_2O	0,16	0,27	0,13	0,13	—
K_2O	0,67	0,50	—	—	0,94
H_2O^-	} 6,27	} 6,38	} 5,33	} 9,76	0,40
H_2O+					11,15
P_2O_5	0,22	0,20	0,18	0,22	0,15
S	4,90	6,80	0,04	0,09	—
CO_2	3,43	5,27	1,50	1,34	1,76
Total	100,60	100,28	100,47	100,22	100,43

P 1 — andezit caolinizat cu pelicule de hidroxizi de fier
P 3 — andezit caolinizat
P 6 — andezit caolinizat și pirofilitizat
P 12— pirofilit valea Șteampului
P 29— dickit valea Șteampului

Tabelul nr. 2

Datele difracției de raze X (FeKα)

P 12		Pirofilit ASTM 12—203		P 29		Dickit ASTM 10—446		Dickit N.B.	
$d_{Å}$	I	$d_{Å}$	I	$d_{Å}$	I	$d_{Å}$	I	$d_{Å}$	I
9,35	70	9,21	60						
7,19	40			7,19	100	7,15	100	7,16	10
4,58	50	4,58	50	4,46	10	4,46	40	4,46	½
4,43	20					4,43	40	4,43	4
		4,40	20	4,40	40				
4,37	20			4,39	40			4,37	4
						4,36	40	4,27	3
4,16	20	4,17	15	4,15	70	4,26	30	4,13	7
4,14	20			3,98	30	4,12	70	3,95	2
						3,96	20	3,79	6
3,57	30			3,59	100	3,79	60	3,58	10
				3,49	30	3,58	100		
				3,42	20	3,43	30	3,42	3
						3,26	20	3,27	2
3,07	100	3,08	100	3,07	20	3,09	20	3,10	2
		2,97	2	2,93	20	2,93	20	2,93	2
						2,79	20	2,79	2
2,57	10	2,59	5			2,56	20	2,56	4
2,54	10	2,55	10			2,55	20		
2,53	10					2,52	5	2,51	5
						2,51	50		
2,42	15	2,44	15	2,43	10	2,41	5	2,40	1
				2,39	10	2,38	10	2,37	2
2,32	5	2,31	5						
		1,89	2						
1,84	15	1,84	15						

P 12 — pirofilit valea Șteampului
P 29 — dickit valea Șteampului
N. B. — R. E. Newnham și G. W. Brindley în G. Brown (1961).

* Analizele chimice au fost executate de către Întreprinderea geologică de prospecțiuni a Comitetului de Stat al Geologiei.

Separarea dickitului de caolinit este mai dificilă, valorile reflexelor lor fiind aproape identice. Datele celorlalte metode de analiză au fost prețioase în acest caz pentru identificarea prezenței dickitului.

Reflexele puternice de 7, 19 Å și 3,59 Å ale dickitului apar și în difractogramele pirofilitului analizat, semnalînd prezența unor mici cantități din primul mineral.

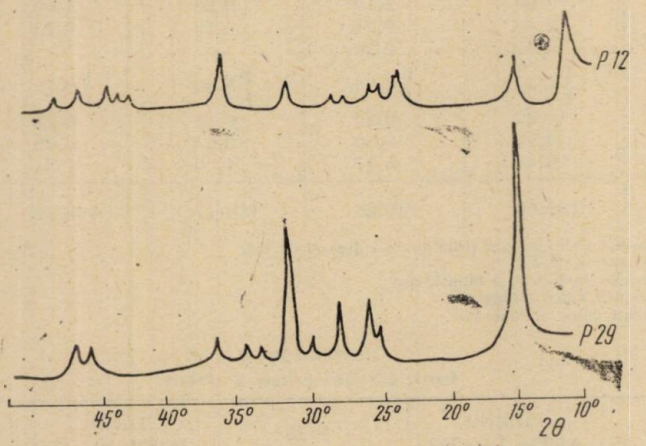


Fig. 2. — Difractogramele (Fe Kα) probelor de pirofilit (P 12) și dickit (P 29).

Studiul spectrelor de absorbție în infraroșu a confirmat prezența dickitului și pirofilitului în probele analizate. Vibrațiile de valență dintre particulele rețelei mineralului absorb radiația infraroșie de o anumită lungime de undă, marcînd în spectru benzi de absorbție.

Înregistrarea spectrelor s-a făcut cu ajutorul spectrometrului UR-10 Carl Zeiss Jena, pe probe de 2 mg pastilate cu 800 mg KBr.

Spectrul pirofilitului (fig. 3, P 12) se compune din benzi de absorbție la lungimi de undă cu valori de 1120, 1070, 1050, 482 și 419 cm^{-1}, atribuite vibrațiilor de legătură Si-O din rețeaua mineralului. La 850, 830 și 810 cm^{-1} sînt înregistrate benzi de absorbție provocate de vibrațiile de legătură Si-O-Al și pentru aceleași vibrații, la 540 cm^{-1} o bandă de absorție caracteristică prezenței aluminiului în coordinație octaedrică (notată Si-O-Al^{VI}).

Existența grupărilor OH în rețea este semnalată de două benzi de absorbție principale, la 3675 și 3623 cm^{-1}, de intensități diferite și de o bandă de absorbție secundară, dependentă de natura cationului asociat (notată H-O— —Al), la 948 cm^{-1}.

La 1610 cm^{-1}, o bandă largă de absorbție semnalează prezența unei mici cantități de apă adsorbite.

Diferența structurală dintre caolinit și dickit menționată mai sus, marcată și prin grupele spațiale diferite (P_1 la caolinit și C_c la dickit), se reflectă în spectrul de absorbție în infraroșu prin prezența unor benzi suplimentare la dickit.

Ca și la caolinit (fig. 4, Cz), spectrul dickitului (fig. 4, P 29) se compune din benzi de absorbție atribuite vibrațiilor de legătură Si-O

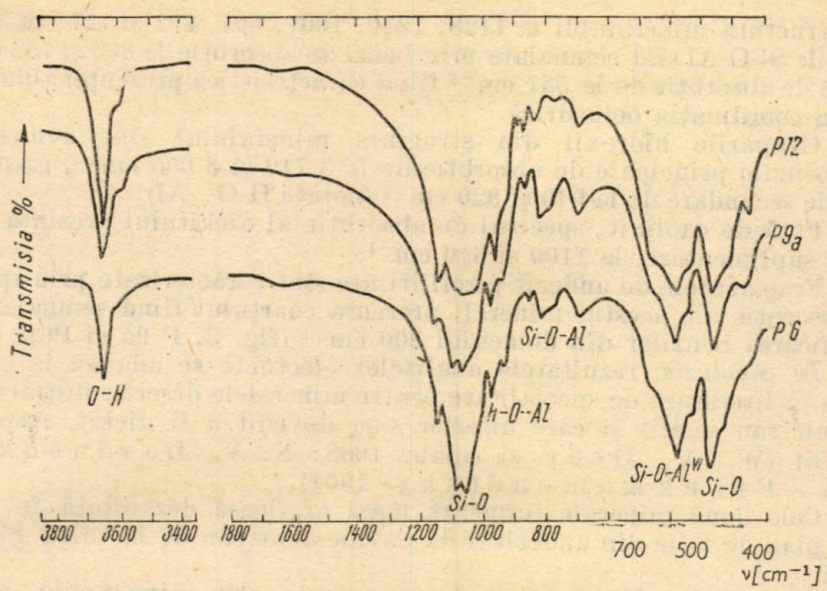


Fig. 3. — Spectrele de absorbţie în infraroşu ale pirofilitului (P 12) şi probelor de andezit pirofilitizat (P 6, P 9a).

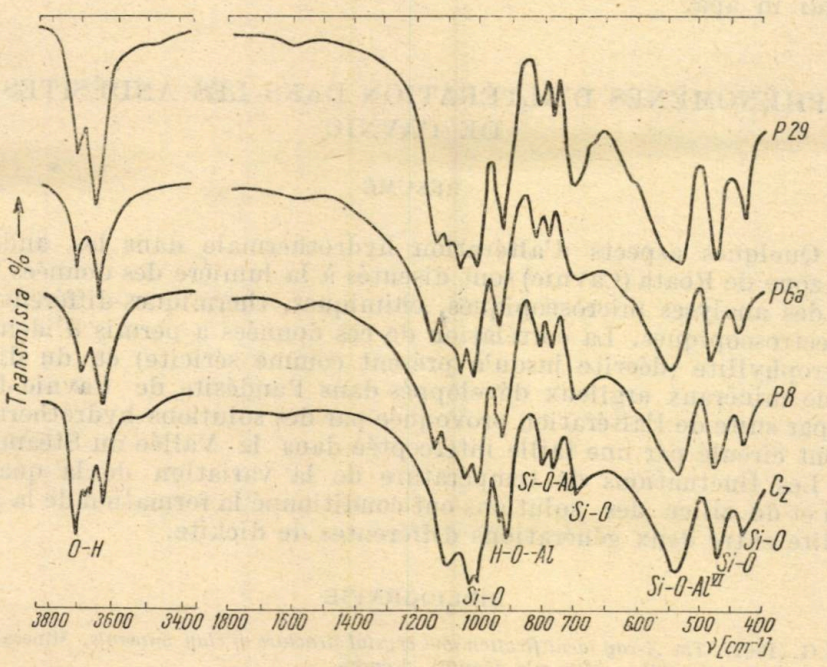


Fig. 4. — Spectrele de absorbţie în infraroşu ale probelor de dickit (P 29, P 6 a, P 8) şi ale caolinitului de Zetlitz (Cz).

din structura mineralului la 1128, 1040, 1007, 697, 472 şi 427 cm^{-1}; legăturile Si-O-Al sînt semnalate prin benzi de absorbţie la 803 şi 755 cm^{-1}, banda de absorbţie de la 537 cm^{-1} fiind caracteristică prezenţei aluminiului în coordinaţia octaedrică.

Grupările hidroxil din structura mineralului sînt evidenţiate prin benzile principale de absorbţie de la 3 712 şi 3 655 cm^{-1}, ca şi prin benzile secundare de la 940 şi 920 cm^{-1} (notate H-O- -Al).

Faţă de caolinit, spectrul de absorbţie al dickitului prezintă două benzi suplimentare, la 1100 şi 610 cm^{-1}.

Fragmentele de andezit pirofilitizate sînt caracterizate prin spectre de absorbţie ale acestui mineral, prezenţa cuarţului fiind semnalată de modificarea benzilor din domeniul 800 cm^{-1} (fig. 3, P 9a şi P6).

În concluzie, rezultatele analizelor efectuate se adaugă la acelea citate în literatura de specialitate pentru mineralele descrise iniţial drept caolinit sau sericit şi care ulterior s-au dovedit a fi dickit, respectiv pirofilit (W. A. Deer şi colab., 1963; N. V. Lovinenko şi V. A. Frank-Kamenetsky, 1962).

Cele două minerale formează masa argiloasă dezvoltată în jurul unui plan de falie din andezitul de Cavnic-Jereapăn de la valea Şteampului.

Raporturile dintre minerale, examinate atît microscopic, cît şi macroscopic, relevă prezenţa a două generaţii de dickit, între care se situează pirofilitul. Ambele minerale sînt datorate unor soluţii hidrotermale acide, care au suferit fluctuaţii de temperatură şi variaţii ale conţinutului în apă.

PHÉNOMÈNES D'ALTÉRATION DANS LES ANDÉSITES DE CAVNIC

RÉSUMÉ

Quelques aspects d'altération hydrothermale dans les andésite de la zone de Roata (Cavnic) sont discutés à la lumière des données obtenues des analyses microscopiques, chimiques, thermiques-différentielles et spectroscopiques. La corrélation de ces données a permis d'identifier la pyrophyllite (décrite jusqu'à présent comme séricite) et du dickite comme minéraux argileux développés dans l'andésite de Cavnic-Jereapăn, par suite de l'altération provoquée par des solutions hydrothermales qui ont circulé par une faille interceptée dans la Vallée du Steampul.

Les fluctuations de température de la variation de la quantité d'eau et de silice des solutions ont conditionné la formation de la pyrophyllite entre deux générations différentes de dickite.

BIBLIOGRAFIE

Brown G. (1961), *The X-ray identification and crystal structure of clay minerals,* Mineralogical Society (Clay Minerals Group), Londra.

Deer W. A., Howie R.A. a. Zussman J. (1963), *Rock-forming minerals,* Longmans, Green and Co. Ltd.

GIUȘCĂ D. (1960), *Adularizarea vulcanitelor din regiunea Baia Mare*, St. cerc. geol., V, *3*.

GIUȘCĂ D., STANCIU CONSTANTINA, DIMITRIU AL., MEDEȘAN ALEXANDRINA et UDRESCU CONSTANȚA (1965), *Contribution à la géochimie des processus de séricitisation et adularisation des andésites*, Carp. Balk. Geol. Assoc., VII Congr., Sofia.

LOVINENKO N. V. i FRANK-KAMENETSKY V.A. (1962), *Dickite*, Dokl. Akad. Nauk SSSR, *143*.

ROY R. a. OSBORN E.F. (1954), *The system Al_2O_3-SiO_2-H_2O*, Amer. Min., *39*.

STANCIU CONSTANTINA, MEDEȘAN ALEXANDRINA, UDRESCU CONSTANȚA (1967), *Die Geochemie der hydrothermalen Umwandlung im neogenen Andesitkörper von Baia Sprie (Gutti-Gebirge)*, Carp.-Balk. Geol. Assoc., VIII Congr., Belgrad, Reports.

STOCH LESZEK (1967), *Fizyczno-chemiczne podstawy interpretacji wyników termicznej analizy różnicowej*. (Considerații fizico-chimice pentru interpretarea rezultatelor analizei termice diferențiale), Prace mineralogiczne, *7*.

Primit în redacție la 6 martie 1968

Institutul de geologie și geografie al Academiei Republicii Socialiste România, București

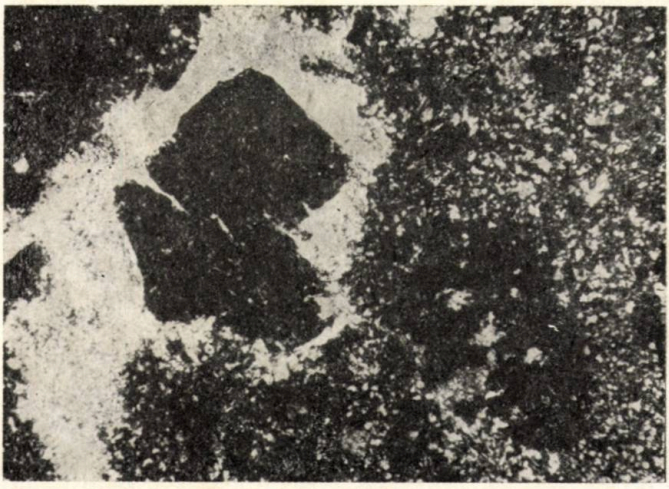


Fig. 1. — Bordură de pirofilit (paiete de culoare albă) în jurul fenocristalelor substituite cu dickit (gri închis). N+ (× 400).

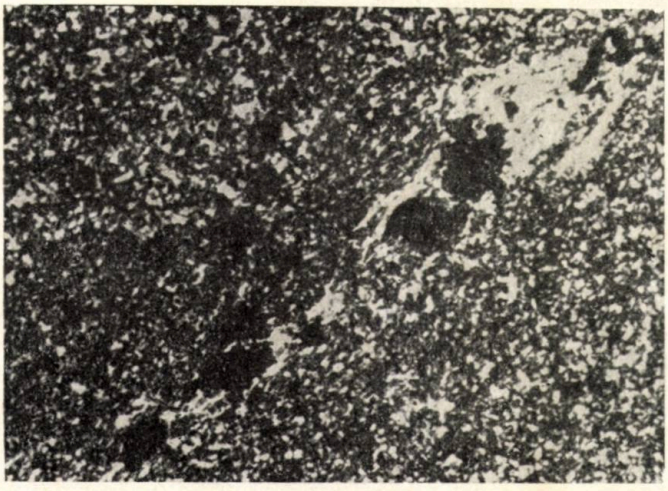


Fig. 2. — Mic filon de pirofilit acompaniat de hidroxizi de aluminiu (culoare neagră) străbătînd masa de dickit. N+ (×400).

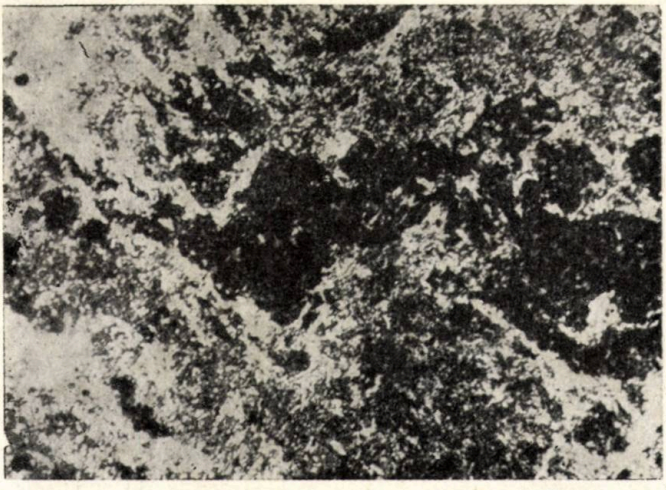


Fig. 3. — Pirofilit invadînd masa de dickit. N+ (×400).

Fig. 4. — Rozete de pirofilit înconjurate de o margine de dickit. N$^+$ (×2000).

Fig. 5. — Mic filon de dickit larg cristalizat ce străbate masa de dickit și pirofilit. N$^+$ (×400).

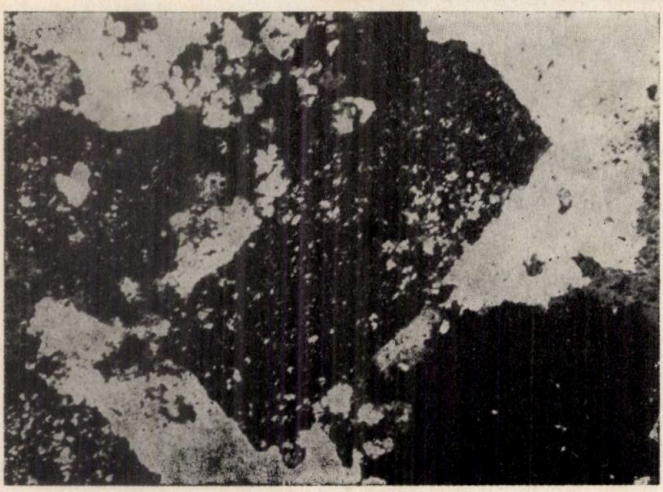


Fig. 6. — Fenocristale substituite de dickit înconjurate de cuarț secundar. N$^+$ (x 400).

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA SKARNELOR DE LA DOGNECEA (Banat)

DE

ȘERBAN VLAD

55(05)

Amploarea luată de lucrările miniere de la Dognecea în secolele XIX și XX a stimulat preocuparea diferiților cercetători pentru cunoașterea skarnelor cu mineralizații polimetalice. În acest domeniu, principalele contribuții sînt datorate lui B. v. Cotta (1865), M. Castel (1869), H. Sjögren (1886), G. Halaváts (1889, 1890) și E. Bergeat (1910). Mai recent, Ana Radu-Mercus (1962) descriind formațiunile din împrejurimile Dognecii, semnalează unele transformări la contactul dintre intruziunea banatitică și rocile preexistente. Studiul paragenezelor pirometasomatice și hidrotermale a permis identificarea a circa 60 de minerale [1] dintre care dognacskaitul a fost menționat pentru prima dată în lume la Dognecea (J. S. Krenner, 1884).

Cercetările întreprinse asupra neoformațiunilor din aureola de contact a intruziunii banatitice au oferit date referitoare la morfologia, structura și compoziția mineralogică a corpurilor de skarne localizate între Valea Lacului Mic (la nord) și valea Enășoanei (la sud), care urmăresc flancul vestic al sinclinalului de depozite mezozoice Ezeriș-Cîrnecea.

*

În perimetrul unde apar skarnele cu mineralizații polimetalice de la Dognecea se întîlnesc roci metasedimentare, sedimentare și magmatite laramice.

---

[1] Unele date nepublicate sînt menționate în următoarele rapoarte geologice: D. Constantinof, *Raport asupra cercetărilor geologice-petrografice din regiunea Dognecea-Maidan (Banat)*, Arh. Inst. geol., 1958. I. Focșa, F. Focșa, V. Ignat, D. Ignat și V. Bologa, *Raport geologic asupra lucrărilor de prospecțiuni pentru minereuri neferoase, în regiunea Moldova Nouă-Dognecea*, Arh. Inst. geol., 1960. V. Arsenescu, *Raport asupra prospecțiunilor geologice executate în regiunea Dognecea-Bocșa*, Arh. Inst. Geol., 1963. C. Lăzăr și S. Vlad, *Studiul mineralogic al formațiunilor de skarne de la Dognecea (Banat)*, Arch. Inst. geol. geogr., 1966. S. Vlad, *Studiul mineralogic al skarnelor cu mineralizații polimetalice de la Dognecea (Banat)*, Arh. Inst. geol., și geogr., 1967.

În cadrul rocilor metasedimentare predomină paragnaisele cu clorit (sau biotit) şi muscovit, care reprezintă continuarea spre sud a complexului gnaiselor micacee, descris de A l. C o d a r c e a (1931) între Bocşa şi Ocna de Fier.

Rocile sedimentare fac parte din sinclinalul Ezeriş—Cîrnecea, fiind constituite, în cea mai mare parte, din calcare. A l. C o d a r c e a (1931) consideră aceste depozite titonic-neocomiene, iar A l e x a n d r a şi C. B o l d u r [2] le atribuie vîrsta barremian-apţian inferioară.

Magmatitele laramice sînt reprezentate prin granodiorite porfirice bine dezvoltate în zona marginală a corpului Bocşa—Ocna de Fier—Dognecea, prin rocile din apofizele aceluiaşi corp şi prin dyke-uri de diferenţiate banatitice.

Efectele metamorfismului termic şi metasomatic se resimt atît în rocile metasedimentare, sedimentare, cît şi în magmatitele laramice.

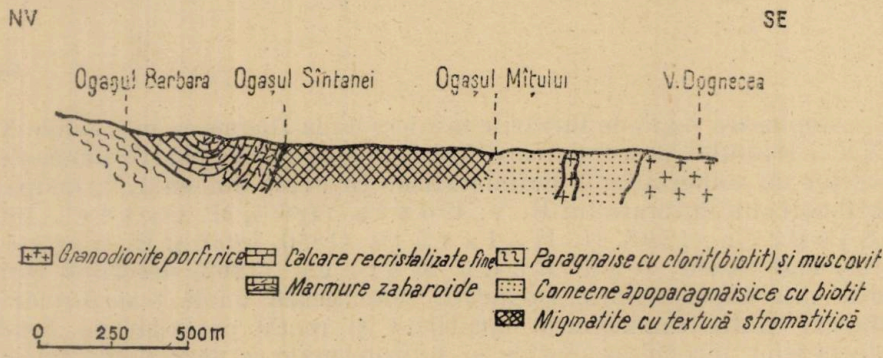


Fig. 1. — Profil în lungul văii Enăşoanea.

Modificările produse de metamorfismul termic în paragnaise au dus la apariţia unor corneene biotitice în apropierea corpului banatitic (fig. 1).

Rocile calcaroase mezozoice din aureola de contact termic sînt transformate în marmuri zaharoide în apropierea corpului de banatite şi în calcare recristalizate cu granulaţie fină către flancul vestic al sinclinalului, unde temperaturile au fost mai scăzute. În orizonturile inferioare ale minei Dognecea reapar marmurile zaharoide, sugerînd posibilitatea afundării spre vest a corpului de banatite Bocşa—Ocna de Fier—Dognecea.

Metamorfismul metasomatic, însoţit uneori de injecţii banatitice, a generat variate neoformaţiuni, ca urmare a circulaţiei fluidelor pe planele de şistozitate sau stratificaţie ale rocilor metasedimentare şi sedimentare, precum şi prin sistemele de fisuri sau canale submicroscopice din masa acestora.

Rocile metasedimentare au fost afectate de injecţii banatitice, reprezentate prin numeroase filonaşe aplitice sau prin apariţia unei benzi

[2] A l e x a n d r a şi C. B o l d u r, *Raport geologic asupra regiunii Dognecea—Călina*, Arh. Inst. geol., 1957.

de migmatite cu textură stromatitică, care poate fi interpretată drept continuarea fîşiei de „gnaise injectate contact-metamorfice", identificată mai la nord de A l . C o d a r c e a (1931). În stadiul pirometasomatic, în apropierea contactului cu rocile calcaroase, se dezvoltă mici plaje de skarne apoparagnaisice, constituite din diopsid sau grosular. Transformările hidrotermale ale rocilor metasedimentare sînt caracterizate prin formarea unei zone cu epidot în imediata apropiere a contactului, avînd o grosime maximă de 0,5 m, sau prin intense silicifieri ale paragnaiselor; uneori mai pot fi întîlnite neoformaţiuni reprezentate de clorit, cuarţ şi sericit.

Principala masă de skarne s-a format pe seama depozitelor carbonatice din flancul vestic al sinclinalului Ezeriş—Cîrnecea, pe o lungime de circa 1,5 km, la nord de valea Enăşoanei, urmărind îndeaproape contactul orientat N30—40° E/30—35° SE.

Skarnele apocarbonatice, alcătuite preponderent din granite şi clinopiroxeni, se prezintă astfel:

— la orizonturile superioare predomină corpurile columnare sau cilindroide (cele mai importante corpuri metasomatice, de la sud către nord, sînt: Anton, Barbara, Elias şi Elena), avînd înălţimi de 80—120 m, lăţimi de 10—40 m şi grosimea maximă de 25 m;

— la nivelul orizontului de bază Ferdinand şi la orizonturile inferioare, skarnele alcătuiesc benzi discontinue, în lungul contactului, cu o grosime variind între cîţiva decimetri şi 25 m.

Se remarcă poziţia asimetrică a masei de skarne în raport cu contactul dintre rocile metasedimentare şi calcarele mezozoice, care a constituit principalul canal de circulaţie a fluidelor. În timp ce rocile metasedimentare au fost mai puţin afectate în stadiul pirometasomatic, rocile carbonatice au reacţionat intens cu fluidele dirijate prin sistemele de fisuri şi canale submicroscopice. Astfel, în orizonturile inferioare s-au format, prin difuziune, benzile de skarne apocarbonatice din lungul contactului, pe cînd în partea superioară a zăcămîntului sistemul de fracturi orientat N 70°E—N 80° V/70—80°N a permis o rapidă infiltraţie a fluidelor, iar difuziunea s-a limitat numai la o mică porţiune în jurul acestor fisuri şi a contactului dintre paragnaise şi calcare, dezvoltîndu-se astfel corpurile columnare sau cilindroide.

Particularităţile structurale şi mineralogice ale skarnelor indică existenţa atît a unei zonalităţi periplutonice, cît şi a unei zonalităţi la scară mai redusă în cadrul zăcămîntului.

Zonalitatea periplutonică este reflectată de dispunerea granatitelor apocarbonatice la contactul cu rocile intrusive (la Ocna de Fier şi Dognecea, pe flancul estic al sinclinalului Ezeriş—Cîrnecea) pe cînd skarnele formate pe seama calcarelor la o distanţă ceva mai mare de corpul banatitic sînt alcătuite în cea mai mare parte din piroxeni (la Dognecea, pe flancul vestic al sinclinalului de roci mezozoice).

În cadrul zăcămîntului poate fi urmărită o zonalitate atît în lungul contactului, cît şi transversal pe contact. Se observă astfel o dezvoltare remarcabilă a granatitelor către nord şi în adîncime, ca şi predominanţa skarnelor cu hedenbergit în orizonturile superioare.

În cadrul benzilor de skarne apocarbonatice dispuse în lungul contactului au fost delimitate trei zone bine individualizate (fig. 2), a căror succesiune este următoarea:

a) Zona internă, limitrofă contactului, este constituită din granatite în care predomină termenul andraditic, avînd o grosime de 1—2m; în mod excepţional, în porţiunile nordice ale orizonturilor inferioare, grosimea zonei de granatite atinge 10 m. În aceste skarne apare uneori şi salitul, iar principalele minerale metalice asociate spaţial cu granatitele sînt hematitul şi magnetitul.

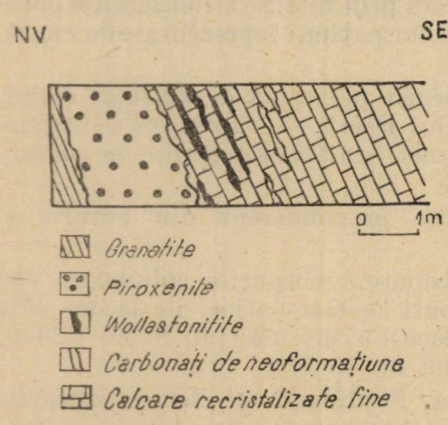


Fig. 2. — Profil transversal la orizontul Ursoanea.

b) Zona mediană, alcătuită din agregate prismatice de salit şi ferosalit cu granulaţie mică şi medie (lungimea cristalelor nu depăşeşte 0,5 cm), are o grosime ce variază între 1 şi 10 m. În skarnele cu salit şi ferosalit, apar, în cantitate mică, granaţi (andradit), iar dintre mineralele metalice se întîlneşte de obicei pirita.

c) Zona externă, în care apar hedenbergitul şi Mn-hedenbergitul în agregate prismatice radiare cu granulaţie medie şi mare (lungimea cristalelor pînă la 10 cm), are cea mai mare grosime, ajungînd pînă la 15m. Spre deosebire de zonele anterioare, care se dispun în fîşii paralele cu contactul, skarnele cu hedenbergit au la limita dinspre calcare contururi dantelate, neregulate. Uneori, în această zonă se întîlnesc mici agregate granulare de granat (andradit). De asemenea, tot aici sînt cantonate principalele minerale metalice din zăcămîntul de la Dognecea: blenda şi galena.

Conturarea celor trei zone a fost stabilită în raport cu principala cale de acces a fluidelor, contactul dintre paragnaise şi calcare şi în funcţie de intensitatea procesului pirometasomatic sau de apropierea de corpul banatitic; astfel, zona internă se îngroaşă în adîncime şi pe flancul estic al sinclinalului, în imediata apropiere a contactului cu rocile intrusive, pe cînd zonele mediană şi externă sînt bine dezvoltate mai departe de corpul banatitic.

În unele cazuri au fost identificate mici vinişoare de wollastonit, care se dezvoltă pe planele de stratificaţie ale calcarelor, la exteriorul zonelor de piroxenite (fig. 3).

Metasomatoza hidrotermală, însoţită de depuneri pe diferitele plane de discontinuitate (sisteme de fisuri, stratificaţie, şistozitate), a contribuit la extinderea aureolei de metamorfism metasomatic prin apariţia unor parageneze complexe, în special în masa pirometasomatitelor şi a calcarelor din imediata apropiere a zonei externe de skarne. Astfel, în unele cazuri se poate dezvolta o zonă monominerală de ilvait la contactul dintre zona cu hedenbergit şi rocile calcaroase. De asemenea, granaţii şi salitul pot fi substituiţi de epidot, care se întîlneşte ca mici filonaşe şi în cadrul zonelor cu hedenbergit şi ilvait. Cloritul şi cuarţul

apar adesea ca produse de descompunere a granaților în cadrul procesului de metamorfism regresiv, ca și uralitul, format pe seama piroxenitelor. În stadiul de temperatură scăzută intervine o metasomatoză carbonatică, caracterizată prin substituția piroxenitelor de către dolomit și calcit.

Depunerile în spațiile libere sînt reprezentate de calcit și cuarț (în interstițiile dintre idioblastele de piroxeni sau granați) și epidot, cuarț, calcit, dolomit, talc, uneori aragonit și calcedonie (pe variate sisteme de fisuri).

Principalele concentrații metalifere sînt localizate în masa skarnelor sau în calcare, în imediata apropiere a zonei cu hedenbergit, unde for-

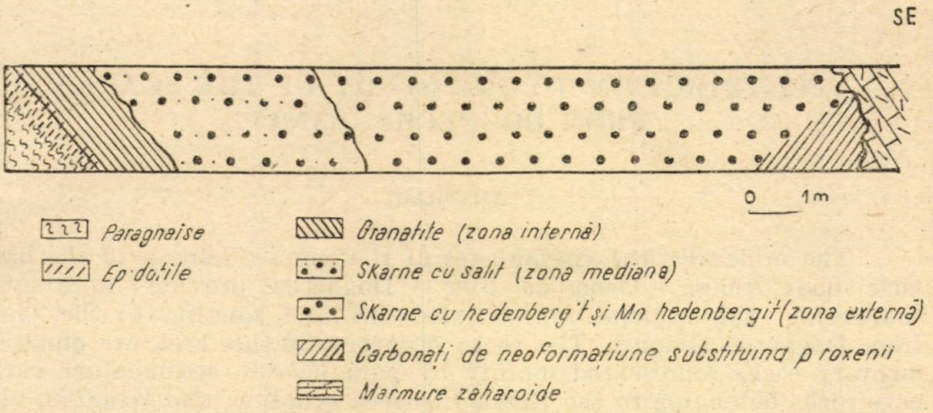


Fig. 3. — Detaliu în skarnele apocarbonatice (galeria Padna, mina Dognecea).

mează corpuri neregulate, cuiburi, filonașe și impregnații. Mineralele metalice sînt reprezentate prin: hematit, magnetit[3], pirotină, pirită, calcopirită, mispichel, blendă, galenă, marcasită și se caracterizează printr-o succesiune de asociații mineralogice, în care parageneza ulterioară, în comparație cu precedenta, are o valoare mai mare a raporturilor S/O și polimetale (Zn, Cu, Pb) /Fe.

★

Din examinarea compoziției mineralogice și a structurii skarnelor și a produselor hidrotermale rezultă că desfășurarea proceselor de metamorfism metasomatic s-a realizat în trei faze:

a) Faza principală a generat skarnele cu granați, piroxeni și wollastonit; acestea sînt mineralele timpurii din cadrul succesiunii de formare datorită stabilității lor termodinamice în condițiile unui mediu de temperatură înaltă, bogat în fier, siliciu, oxigen și calciu. Formarea skarnelor apocarbonatice în apropierea principalelor căi de acces a fluidelor a avut loc în urma unui aport remarcabil de siliciu și fier; în zona internă, datorită existenței unui mediu cu caracter mai oxidant, este localizat andraditul (în compoziția căruia participă Fe^{3+}), pe cînd în zona mediană și în cea externă s-au dezvoltat salitul, ferosalitul și hedenbergitul (minerale care conțin Fe^{2+}).

[3] În granatite predomină hematitul, care este de obicei muschetovitizat, iar în p iroxenite magnetitul, care este uneori martitizat.

b) Faza subsecventă, căreia îi aparţin concentraţiile metalifere, a produs de asemenea metasomatitele hidrotermale şi depunerile de minerale nemetalice de pe fisuri. Aportul de fier a contribuit la formarea ilvaitului şi a oxizilor de fier. Descreşterea progresivă a concentraţiei de fier şi a temperaturii a provocat schimbarea caracterului soluţiilor; din această soluţie apoasă s-au depus silicaţii hidrotermali (epidot, uralit, clorit), cuarţul şi sulfurile de Fe, Cu, Zn, Pb.

c) Faza tardivă, cînd a avut loc metasomatoza carbonatică, încheie procesul de depunere a neoformaţiunilor din aureola generată de magmatitele laramice.

CONTRIBUTION TO THE STUDY OF THE SKARNS FROM DOGNECEA (BANAT)

ABSTRACT

The mineralogical assemblages at the contact aureole of the banatitic body Bocşa — Ocna de Fier — Dognecea provide information concerning the mineralogenesis, structure and zonality of the skarns from Dognecea (Banat). The rocks occurring in this area are metasedimentary rocks represented mainly by paragneisses, sedimentary carbonate rocks belonging to the Ezeriş-Cîrnecea syncline, and laramian magmatites.

The thermal metamorphism generated biotitic hornfelses by conversion of the paragneisses, while the calcareous rocks became highly crystalline marbles.

The effect of the metasomatic metamorphism is the development of garnetiferous, pyroxenic and wollastonitic skarns formed at high temperatures, and hydrothermal assemblages of various kinds.

The main mass of skarns is produced by the replacement of carbonate deposits; they form columnar or cylindroidal bodies in the upper levels, and bands parallel with tho contact in the lower levels. The exposed bands consist of three zones: the inner zone with andradite, the middle zone with salite and ferrosalite, and the outer zone with hedenbergite.

The metallic minerals associated with the skarns are hematite, magnetite, pyrrhotite, pyrite, calcopyrite, arsenopyrite, sphalerite, galena and marcasite.

The metasomatic processes developed in three phases: *a*) the main phase, during wich garnets, pyroxenes and wollastonites were produced, in conditions high temperature environment, rich in Fe, Si, Ca and O; *b*) the subsequent phase, to which the ore deposits belong, marked by the progressive decrease of the temperature and iron concentration. At its beginning ilvaite and iron oxides were formed, followed by hydrothermal silicates (epidote, chlorite, uralite), quartz and Fe, Cu, Zn, Pb-bearing sulphides; *c*) the late phase, when a carbonate metasomatism developed.

BIBLIOGRAFIE

BERGEAT E. (1910), *Beobachtungen über den Diorit (Banatit) von Vaskö im Banat und seine endogene und exogene Kontaktmetamorphose*, N. Jb. f. Min., **XXX**.

CODARCEA AL. (1931), *Studiu geologic și petrografic al regiunii Ocna de Fier — Bocșa Montană (jud. Caraș-Severin)* An. Inst. geol. Rom., **XV**.

CASTEL M. (1869), *Mémoire sur les mines et usines métalliques du Banat*, Ann. Mines; VIe série, mém. **XVI**.

COTTA B. v. (1865), *Erzlagerstätten im Banat und in Serbien*, Ed. W. Braumüller, Viena.

HALAVÁTS G. (1889), *Bericht über die im Jahre 1887 in der Umgebung von Dognácska ausgeführte geologische Detailaufnahme*, Jahresb. d.k. ung. geol. A. f. 1887, Budapesta.

— (1890), *Bericht über die im Jahre 1888 in der Umgebung von Dognácska und Vaskö bewerkstelligte geologische Detailaufnahme*, Jahresb. d.k. ung. geol. R. A.f. 1888, Budapesta.

KISSLINDG AL. (1967), *Studii mineralogice și petrografice în zona de exoskarn de la Ocna de Fier (Banat)*, Edit. Academiei, București.

KRENNER J.S. (1884), *Mineralogische Mitteilungen (Bismutin von Moravicaz*, Ref. in. Z.K. **VIII**.

RADU-MERCUS A. (1962) *Cercetări geologice și petrografice în regiunea Dognecea*, Bul. Inst. petrol, gaze și geologie, **VIII**.

SJÖGREN H. (1886), *Beiträge zur Kenntnis Erzlagerstätten von Moravicza und Dognácska im Banat und Vergleichung derselben mit den Schwedischen Eisenerzlagerstätten*, Jahres b. d. k. ung. geol. R. A., Budapesta, **36**, *4*.

Primit în redacție la 5 iunie 1968

Institutul de geologie și geografie
al Academiei Republicii Socialiste
România, București

CARACTERELE PETROGRAFICE ŞI MINERALOGICE ALE ZĂCĂMINTELOR DE GRAFIT DIN BAZINUL OLTEŢULUI (CARPAŢII MERIDIONALI)

DE

C. DRĂGHICI, OLGA DRĂGHICI şi A. SCHUSTER

553(05)

INTRODUCERE

În partea de sud-est a autohtonului Carpaţilor Meridionali, între localitatea Novaci la sud-vest şi culmea Munţilor Căpăţînii la nord-est pe teritoriul judeţului Gorj, se cunoştea existenţa unor roci cu grafit încă de la sfîrşitul secolului trecut, prin menţiunile făcute de Gr. Ştefănescu (1883), M. Drăghiceanu (1890), L. Mrazec (1895), G. Murgoci (1898, 1899, 1910) şi Fr. Toula (1898). Istoricul cercetărilor efectuate pînă în anul 1950, a fost redat în mod minuţios de către Gh. Damaschin (1964). Dintre cercetătorii amintiţi se relevă în mod deosebit, prin aportul adus la descoperirea şi valorificara acestor zăcăminte, H. Stuchlik (1919)[1], Şt. Ghica-Budeşti (1940)[2], D. Giuşcă (1941)[3] şi G. Damaschin (1942 şi 1964)[4].

Pentru dezvoltarea minieră a acestei regiuni, Comitetul de Stat al Geologiei a iniţiat un program complex de cercetări în bazinul Oltеţului. S-au executat prospecţiuni geologice începînd cu anul 1960[5], pros-

[1] Stuchlik H., *Gutachten über die Verwertung des rumänischen Karpathen-Grafits durch Grossbetrieb*, Arh. Insp. Reg. C.G.M. Banat, 1934.

[2] Ghica-Budeşti Şt., *Raport de prospecţiuni geologice ale regiunii Baia de Fier, valea Galbenului-valea Oltеţului*, Arh. Com. Stat Geol., 1941.

[3] Giuşcă D., *Raport asupra zăcămintelor de grafit din Munţii Oltеţului*, Arh. Com. Stat Geol., 1941.

[4] Rezultatele acestor cercetări au condus la deschiderea primei exploatări de grafit din România, în anul 1945, în muntele Cătălinu, la nord de comuna Baia de Fier.

[5] Trifulescu M. şi Micu C. *Prospecţiuni geologice pentru fier în Munţii Parîng*, Arh. Com. Stat Geol., 1960; Trifulescu M, Dragomir N. şi Nedelcu V. *Prospecţiuni geologice pentru grafit în regiunea bazinelor Galbenului şi Oltеţului (Munţii Căpăţînii)*, Arh. Com. Stat Geol., 1963.

pecţiuni geofizice[6], prospecţiuni şi explorări miniere [7] şi studii de preparare [8].

În paralel cu prospecţiunile şi explorările cu lucrări miniere şi studiile de preparare s-au efectuat şi studii petrografice şi mineralogice pe materialul recoltat din lucrările miniere[9]

În urma analizării acestui material, am reuşit să conturăm o serie de date noi legate de compoziţia petrografică şi mineralogică a rocilor cu grafit [10].

CARACTERIZAREA GEOLOGICĂ A ZONEI CU ZĂCĂMINTE DE GRAFIT

Rocile cu grafit dintre Novaci şi Culmea Munţilor Căpăţînii se dezvoltă sub forma unor bancuri cu direcţia SV-NE, avînd căderi nord-vestice. Ele sînt localizate într-o alternanţă de paragnaise micacee, şisturi sericito-cloritoase, şisturi amfibolice, amfibolite şi calcare cristaline, în cadrul unei succesiuni pe care Şt. Ghica-Budeşti (1940) a echivalat-o cu seria de Lainici-Păiuş a lui G. Manolescu (1937) din valea Jiului.

Această serie, reprezentată prin alternanţele menţionate, a fost metamorfozată regional în fazele de orogeneză mai vechi, corespunzător faciesului amfibolic (L. Pavelescu, 1963) şi termic, la contactul cu granitele. Peste efectele proceselor de metamorfism şi peste procesul de migmatizare, legat de metasomatoza granitică, a mai avut loc şi un proces de retromorfism, legat de fazele orogenice mai noi, cînd stivele de roci s-au readaptat condiţiilor de metamorfism al faciesului de şisturi verzi, dezvoltate cu precădere probabil numai în zonele solicitate tectonic.

---

[6] Stoica I., *Prospecţiuni electrometrice pentru grafit în Valea Olteţului (Munţii Căpăţînii)*, Arh. Com. Stat Geol., 1963; Stoica I. şi Stoica Maria, *Prospecţiuni electrometrice în Munţii Parîng şi Căpăţînii pentru grafit*, Arh. Com. Stat Geol., 1965.

[7] Biloiu, M., Schuster A. şi Spilcă N., *Raport geologic informativ asupra lucrărilor de prospectare-explorare cu lucrări miniere pentru grafit în şantierul Polovragi*, Arh. Com. Stat Geol., 1964; Schuster A. *Raport geologic cu situaţia rezervelor de roci grafitoase determinate prin lucrări de explorare minieră în şantierul Polovragi*, Arh. Com. Stat Geol., 1965.

[8] Huber-Panu I., Georgescu B., Oprescu A. şi Dumitrescu M. *Studii pentru valorificarea rocilor cu grafit de la Polovragi*, Arh. Com. Stat Geol., 1965; Huber-Panu I., Georgescu B. şi Oprescu Angela, *Studii pentru valorificarea rocilor cu grafit din zonele Ungurelu — Ribari, Carpaţii Meridionali*, Arh. Com. Stat Geol., 1966.

[9] Drăghici O., *Raport preliminar privind documentarea mineralogică şi petrografică a lucrărilor de explorare geologică de la Polovragi*, Arh. Com. Stat Geol., 1964; Drăghici O., *Raport privind documentarea mineralogică şi petrografică a lucrărilor de explorare geologică de la Polovragi*, Arh. Com. Stat Geol., 1965; Drăghici O., *Raport privind documentarea mineralogică-petrografică a lucrărilor de explorare geologică de la Polovragi*, Arh. Com. Stat. Geol., 1966.

[10] Avînd în vedere că grafitul participă la constituţia unor tipuri de roci din regiune în proporţii variate, începînd de la cîteva procente pînă la circa 70% şi ţinînd seamă de gradul de cirstalinitate şi de relaţiile cu celelalte minerale, studiul compoziţiei petrografice şi mineralogice al rocilor cu grafit joacă un rol deosebit în rezolvarea problemelor care se ridică în faza de cercetări geologice şi în procesul de valorificare economică.

CARACTERELE PETROGRAFICE ALE ROCILOR CU GRAFIT

O serie de date legate de aspectele petrografice au fost menționate de M. Trifulescu și N. Dragomir (1966, 1967) [11]. Noi ne vom referi numai la aspectele noi privind zăcămintele de grafit, obținute în urma executării lucrărilor miniere din bazinul Oltețului.

Stiva de șisturi cristaline cu intercalații de roci grafitoase este constituită dintr-o alternanță de paragnaise muscovitice, muscovito-biotitice, biotitice sau cu grafit, micașisturi cu sau fără grafit, șisturi sericito-cuarțoase grafitoase, șisturi amfibolice, șisturi calcaroase, calcare cristaline etc.

În complexul în care o parte din roci sînt lipsite de grafit, o parte au un conținut redus în grafit, iar altă parte formează zăcămintele de grafit propriu-zise, s-au intrus rocile granitice, care, pe de o parte, au generat deranjamente, iar pe de altă parte au dat naștere la procese de metamorfism de contact termic cu formarea unor minerale tipice: biotit, turmalină, tremolit, piroxeni, minerale serpentinice etc. Un alt proces este cel de migmatizare, pe seama căruia s-au format fenoblastele de microclin, care se întîlnesc uneori și în zăcămintele de grafit. Circulația unor soluții mai tardive cu caracter rezidual a dus la formarea unor filoane granitice-pegmatitice și a unor lentile de cuarț.

Asociațiile mineralogice și caracterele petrografice ale acestor roci au permis gruparea lor în patru complexe: gnaisic, micaceu, amfibolic și calcaros.

1. *Complexul gnaisic.* În acest grup se întîlnesc paragnaise muscovitice, muscovito-biotitice, biotitice și cu grafit, predominînd în unele din sectoarele cercetate (Rîbari și Cujbă). Sînt caracterizate prin dezvoltarea sub formă de bancuri cu grosimi de la cîțiva metri pînă la cîteva zeci de centimetri, în alternanță cu diferite tipuri de micașisturi.

Prezintă o structură granolepidoblastică și o textură șistoasă, rezultată în urma alternanței de benzi constituite din minerale cu habitus tabular (cuarț și feldspați) cu benzi constituite din minerale cu habitus lamelar (muscovit, biotit, grafit, sericit), dispuse după direcția planelor de șistuozitate metamorfică. Rocile întîlnite în cadrul complexului respectiv s-au format prin metamorfismul unor bancuri de gresii cu interstratificații de material argilos și biogen. În compoziția mineralogică a tipurilor respective participă o gamă largă de minerale în proporții foarte variate (tabelul nr. 1), ele determinînd caracterele tipurilor mineralogice enunțate. Dintre mineralele primare predomină feldspații plagioclazi (albit-oligoclaz cu 12—20% An), care imprimă caracterul acestui complex. De obicei, ei sînt afectați de un proces de retromorfism cu formarea de sericit și zoizit în zonele în care efectele proceselor dinamice au fost mai intense. Probabil că retromorfismul a fost mai accentuat în spațiul ocupat de gnaisele cu grafit, care au constituit zone favorabile mișcărilor diferențiale. Legate de circulația unor soluții secundare mai apar sporadic calcedonie și pirită (pl. I fig. 9,). Pe lîngă mineralele menționate se mai întîlnesc de obicei ca minerale accesorii turmalină, zircon, rutil și apatit.

[11] *Ibidem.*

Tabelul nr. 1

Compoziţia calitativă şi cantitativă a gnaiselor

Mineralele componente	Dimensiunile (mm)		Proporţia (%)	
	minime	maxime	minimă	maximă
Cuarţ	0,05/0,02	1,15/0,65	15	40
Feldspat plagioclaz	0,12/0,10	1,13/0,70	12	48
Muscovit	0,07/0,02	1,25/0,50	1	30
Biotit	0,17/0,07	1,00/0,37	0	30
Sericit	solzi foarte fini		3	60
Grafit	0,01/0,01	1,70/0,70	0	65
Zoizit+epidot	0,07/0,02	0,30/0,20	1	12
Actinolit+tremolit	fibre alungite		0,5	4
Pirită	0,05/0,05	0,20/0,20	0	10
Oxizi de Fe	plaje		0	6
Titanit	0,05/0,02	0,35/0,15	0	3

2. *Complexul micaceu.* Reprezentat prin micaşisturi cu grafit, şisturi sericito-grafitoase şi şisturi cloritoase, se dezvoltă fie în alternanţă normală cu paragnaise, fie sub formă de bancuri cu intercalaţii subţiri de gnaise în masa lor. Prezintă o structură lepidogranoblastică pînă la lepidoblastică şi o textură paralel şistoasă, rezultată, în urma alternanţelor de benzi cuarţoase cu filme sau benzi micacee sau micaceegrafitoase. Se relevă o compoziţie mineralogică variabilă cu tendinţa de dominare a mineralelor cu habitus lamelar-solzos (tabelul nr. 2), formate prin metamorfismul unor depozite argilo-grezoase cu material biogen.

Tabelul nr. 2

Compoziţia calitativă şi cantitativă a micaşisturilor

Mineralele componente	Dimensiunile (mm)		Proporţia (%)	
	minime	maxime	minimă	maximă
Cuarţ	0,03/0,02	3,70/1,25	10	48
Feldspat plagioclaz	0,10/0,07	1,50/1,25	2	10
Muscovit	0,07/0,02	1,85/0,20	0	60
Biotit	0,05/0,02	1,30/0,22	0	15
Sericit	solzi foarte fini		0	62
Grafit	0,01/0,01	3,75/1,05	1	70
Actinolit	fibre alungite		2	5
Zoizit+epidot	0,07/0,02	0,37/0,22	0	10
Pirită	0,05/0,02	0,12/0,12	0	10
Oxizi de Fe	plaje		2	10
Titanit	0,03/0,02	0,25/0,12	0	2

Succesiunea de depuneri ritmice de ordinul milimetrilor şi al centimetrilor este relevată de alternanţa de benzi cuarţoase cu benzi sau filme micacee (pl. I, fig. 10).

În masa acestui complex sînt foarte frecvente procesele de microcutare şi solzificare (pl. I, fig. 11). De asemenea se remarcă sericitizarea granoblastelor de feldspaţi, iar în zonele solicitate tectonic, pe seama mineralelor micacee şi amfibolice, se formează un gen de şisturi talcoase. Ca minerale accesorii se întîlnesc turmalină, zircon şi apatit.

3. *Complexul amfibolic.* Este mai puțin răspîndit în cadrul acestor stive de șisturi, fiind reprezentat prin șisturi amfibolice, șisturi amfibolo-calcaroase, șisturi amfibolice cu zoizit, gnaise amfibolice și amfibolite, dezvoltate sub forma unor intercalații lenticulare. Cînd sînt înglobate în roci cu conținuturi mai ridicate în grafit, conțin și ele grafit în proporții variabile, însă fără să depășească 35%. Frecvența mineralelor componente și dimensiunile lor sînt prezentate în tabelul nr. 3.

Tabelul nr. 3

Compoziția calitativă și cantitativă a amfibolitelor

Mineralele componente	Dimensiunile (mm)		Proporția (%)	
	minime	maxime	minimă	maximă
Cuarț	0,03/0,03	1,25/0,50	0	52
Feldspat-plagioclaz	0,10/0,02	5,00/1,75	0	60
Hornblendă	0,20/0,10	5,00/1,75	12	68
Tremolit	0,30/0,12	1,37/0,37	15	35
Actinolit	fibre alungite		0	10
Muscovit	0,10/0,03	0,75/0,10	5	15
Sericit	solzi și lamele		6	20
Biotit cloritizat	0,05/0,02	0,70/0,05	0	4
Grafit	0,01/0,01	1,25/0,37	1	35
Calcit	0,10/0,07	0,50/0,40	1	20
Pirită	0,02/0,02	0,73/0,73	0	6
Zoizit	0,07/0,02	0,42/0,17	0	17

Prezintă o structură nematoblastică și o textură șistoasă. Alternînd cu roci de natură sedimentogenă, sînt considerate de aceeași natură, ele reprezentînd intercalații de marne și șisturi marnoase, în unele cazuri cu aport de material fin detritic. De altfel, șisturile amfibolo-calcaroase reprezintă tipurile de trecere de la calcare la marne. Nu este exclusă însă și posibilitatea existenței unor ortoamfibolite. Metamorfismul retrograd este scos în relief de prezența sericitului și a zoizitului, formate pe seama amfibolilor. Grafitul este asociat de obicei cu mineralele lamelare sau apare și izolat.

4. *Complexul calcaros.* Este format din diverse tipuri de calcare, dezvoltate sub forma unor benzi cu grosimi care variază de la cîteva zeci de centimetri pînă la bancuri de mai multe zeci de metri, în alternanță cu roci din complexele descrise anterior. Pe lîngă calcarul cristalin tipic, mai apar o serie de tipuri de trecere spre amfibolite, spre micașisturi grafitoase sau, atunci cînd se resimte aportul metamorfismului de contact termic provocat de granite, apar minerale tipice, ca: diopsid, muscovit, minerale serpentinice etc. De altfel, mineralele componente variază în limite foarte largi (tabelul nr. 4), tocmai datorită intervenției metamorfismului de contact. La limita zăcămintelor de grafit, fie în culcuș, fie în acoperiș, se întîlnesc în mod frecvent alternanțe de calcare grafitoase cu micașisturi grafitoase (fig. 1).

Tabelul nr. 4

Compoziţia calitativă şi cantitativă a calcarelor

Mineralele componente	Dimensiuni (mm)		Proporţia (%)	
	minime	maxime	minimă	maximă
Calcit	0,07/0,05	2,50/1,37	65	96
Feldspat-plagioclaz	0,20/0,15	0,75/0,25	0	4
Amfiboli	0,13/0,03	1,50/0,60	4	35
Muscovit	0,15/0,05	1,25/0,40	1	3
Sericit	solzi foarte fini		0	5
Diopsid	0,17/0,12	0,80/0,75	0	40
Clorit	0,05/0,02	0,95/0,25	0	10
Cuarţ	0,07/0,05	0,87/0,80	0	3
Grafit	0,01/0,01	0,83/0,06	0	15
Pirită	0,05/0,05	0,25/0,25	0	1

5. *Diverse.* În afara rocilor sedimentogene, în zonele cercetate se întîlneşte grafit şi într-o serie de roci fie de natură magmatică, fie afectate de procese magmatice: granite, migmatite, roci de contact, însă proporţia de grafit este foarte mică în aceste roci, cu excepţia unor roci piroxenice cu pînă la 40% grafit.

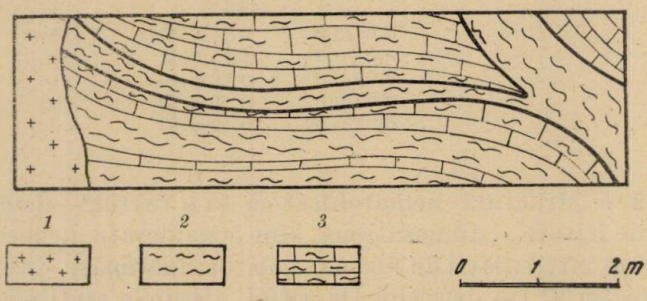


Fig. 1. — Peretele galeriei VIII Ungurel. *1*, Granite; *2*, micaşisturi grafitoase; *3*, calcare cristaline.

CARACTERELE ZĂCĂMINTELOR DE GRAFIT

Prezenţa grafitului în rocile cristaline din bazinul Olteţului, de la cîteva procente pînă la 70%, conferă acestor roci termenul de zăcăminte de grafit în sens mineralogic, similar cu termenul francez „gisements de minéraux", aşa cum a fost utilizat şi de M. Trifulescu şi N. Dragomir (1966 şi 1967), şi echivalent cu termenul de mineralizaţie, utilizat în mod frecvent în practica curentă de cercetare. Dacă însă se pune problema zăcămintelor de grafit în sens economic, comparativ cu termenul francez de „gisements de minérais", va trebui ca, pe lîngă prezenţa grafitului ca mineral, să se ţină seamă şi de aspectele tehnice şi economice care influenţează posibilităţile de valorificare ale acestor mineralizaţii.

Vom analiza în continuare problema concentraţiilor de grafit ca zăcăminte de minereu, pe baza datelor de cunoaştere obţinute prin lucrările miniere executate în bazinul Olteţului.

CARACTERELE MORFOLOGICE

În cadrul celor trei aliniamente cu mineralizații de grafit stabilite de M. Trifulescu și N. Dragomir (1966 , 1967) în bazinul Oltețului și Galbenului, au fost cercetate cu lucrări miniere mai multe sectoare: Cujbă, Zgăuca, Sîvu, Ungurel și Rîbari. Dintre acestea, numai cele de la Cujbă, Rîbari și Ungurel prezintă concentrații de grafit mai ridicate, care justifică încadrarea lor în grupa „zăcăminte de grafit".

Concentrațiile prezintă extinderi foarte neuniforme pe direcție și înclinare, de la ordinul zecilor de metri pînă la cîteva sute de metri și grosimi neconstante, cu variații bruște și accentuate. Aceste caractere sînt, pe de o parte, o urmare a factorilor tectonici care s-au manifestat cu precădere în spațiul ocupat de rocile grafitoase în timpul fazelor orogenice și o dată cu punerea în loc a diverselor mase de roci granitice (filoane, apofize, dyke-uri etc.), iar pe de altă parte, o urmare a proporției și gradului de uniformitate cu care participă grafitul în compoziția mineralogică a rocilor respective.

Prin modul său de comportare în condițiile manifestării unor presiuni tectonice, grafitul alunecă după fețele (0001) și joacă rol de lubrifiant. Pe direcția fîșiilor de roci cu grafit și a zăcămintelor de grafit au avut loc deplasări diferențiale, care au creat discontinuități prin laminare (fig. 2) și îngroșări prin îngrămădire. Acest aspect se întîlnește cel mai frecvent în cazul zăcămintelor de grafit, ele fiind aproape întotdeauna delimitate de plane de discontinuitate tectonică și în culcuș (fig. 3) și în acoperiș . Zăcămintele de grafit conțin în asemenea cazuri budine frecvente de calcare, gnaise sau granite (fig. 4).

În timpul punerii în loc a rocilor granitice, zonele de discontinuitate au constituit principalele căi de insinuare. Granitele au afectat și zăcămintele de grafit pe care le-au laminat (fig.2) sau le-au întrerupt.

Variația cantitativă a grafitului are loc pe direcție și înclinare, pe de o parte, și pe grosime, pe de altă parte. Variația pe direcție și înclinare este legată de condițiile inițiale de sedimentare, prin aportul de material detritic și posibilitățile de dezvoltare a vieții organice. Variația pe grosime este legată de schimbarea frecventă a condițiilor de sedimentare, depozitele inițiale fiind formate dintr-o alternanță de gresii, șisturi grezoase sau argiloase și calcare cu proporții variabile de material organic, rezultate printr-un proces de sedimentare ritmică.

CARACTERELE PETROGRAFICE

În mod obișnuit, zăcămintele de grafit din bazinul Oltețului sînt formate din paragnaise cu grafit, micașisturi cu grafit și șisturi grafitoase sericito-cuarțoase. Celelalte tipuri de roci cu grafit, cum sînt calcarele și șisturile calcaroase grafitoase sau amfibolitele cu grafit, intră în cadrul zăcămintelor numai atunci cînd sînt asociate cu tipurile menționate. Sînt rare cazurile cînd se întîlnește un singur tip petrografic bine individualizat. De obicei, prin procesul de sedimentare inițială au avut loc depuneri ritmice de gresii cărbunoase, argile cărbunoase și șisturi argiloase-grezoase cărbunoase, uneori și cu intercalații mai subțiri

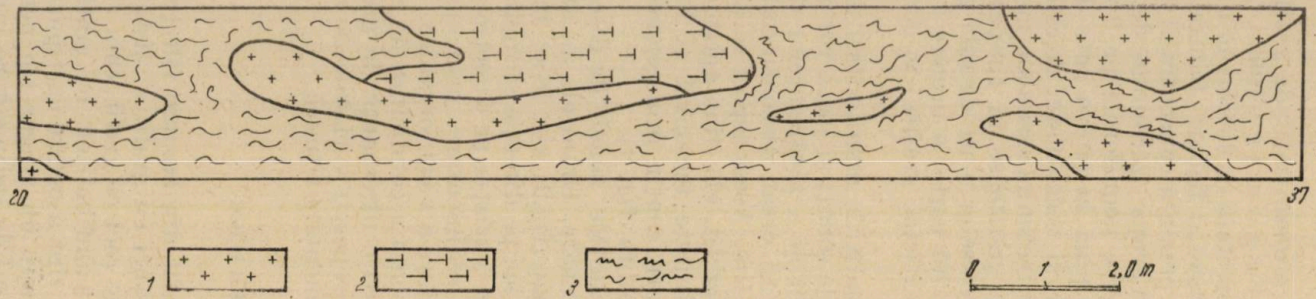
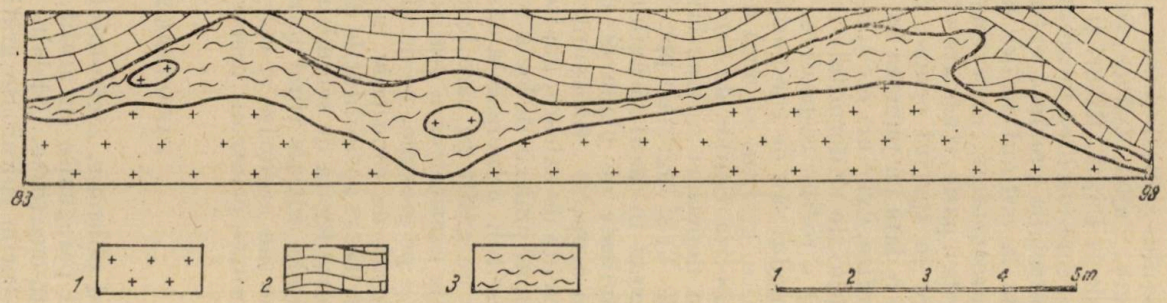


Fig. 2. — Peretele lateralei 120 stg/gal. XII Rîbari. *1*, Granite; *2*, paragnaise biotitice; *3*,micașisturi grafitoase.



F g. 3. — Galeria XI Rîbari, *1*, Granite; *2*, calcare cristaline; *3*, șisturi grafitoase.

de roci lipsite, sau cu conținuturi reduse în materie organică, care au condus la alternanțele actuale de gnaise, micașisturi și șisturi cu grafit.

Chiar în cazurile în care apar unele zone cu compoziție petrografică uniformă (micașisturile grafitoase din galeria VIII Ungurel sau unele zone de micașisturi din sectorul Rîbari), în masa lor s-au întîlnit intercalații subțiri cu compoziție petrografică diferită, mai ales către culcușul

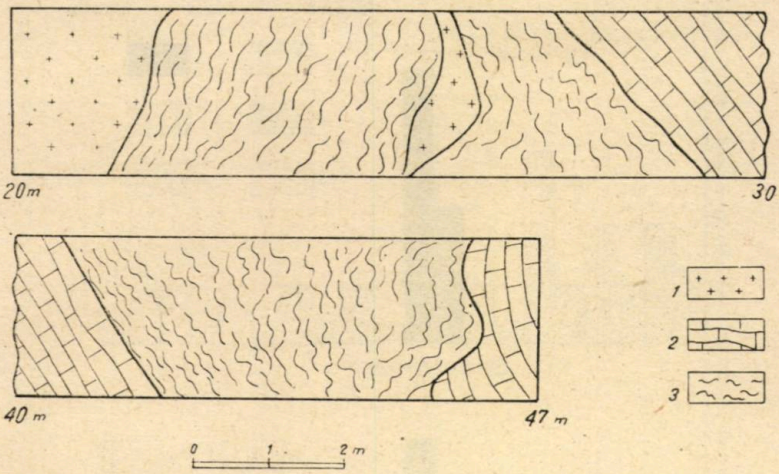


Fig. 4. — Laterala 200 dreapta, galeria VIII. *1*, Granite; *2*, calcare cristaline grafitoase; *3*, micașisturi grafitoase.

și acoperișul zăcămîntului. Compoziția mineralogică variază în funcție de raporturile foarte neconstante dintre mineralele componente.

a) *Paragnaisele grafitoase* se dezvoltă în zăcămînt sub forma unor bancuri cu grosimi metrice sau ca intercalații de ordinul centimetrilor și zecilor de centimetri în masa micașisturilor grafitoase. Sînt constituite din benzi continue sau discontinue cuarțo-feldspatice de culoare mai deschisă, în alternanță cu benzi fine, negricioase, micacee-grafitoase. Pe planele de șistozitate metamorfică prezintă oglinzi de fricțiune, rezultate în urma procesului de alunecare diferențială.

Benzile sau fîșiile albicioase au grosimi între 0,20 și 3,00 mm, sînt constituite preponderent din minerale cu habitus tabular (cuarț și feldspați), asociate cu solzi și lamele de mice și grafit, iar cele negricioase au grosimi cuprinse între 0,30 și 1,50 mm (pl. I, fig. 12) și sînt formate din minerale cu habitus lamelar-solzos (grafit, sericit, muscovit și biotit). Frecvența și grosimea acestor fîșii determină, pe de o parte, existența unor subtipuri mai compacte cu aspect masiv, iar pe de altă parte existența unor subtipuri mai șistoase, cu procese evidente de microcutare (pl. II, fig. 13), curgere și îngrămădire (pl. II, fig. 14).

Variația cantitativă a componenților mineralogici este cuprinsă între limite destul de largi (fig. 5), remarcîndu-se prezența feldspaților plagioclazi (fie proaspeți la Cujbă, fie parțial alterați la Rîbari), a muscovitului, cuarțului și biotitului, pe lîngă grafit. Feldspații ortoclazi sînt legați de procesul de metasomatoză și nu apar decît în cazuri res-

trînse, în legătură cu zonele în care a avut loc circulaţia unor soluţii potasice. Grafitul este legat de fîşiile micacee, acestea corespunzînd perioadelor liniştite, cînd au avut loc depuneri de material argilos din suspensii, în acelaşi timp fiind posibilă şi dezvoltarea unui plancton de alge mult mai bogat. Dintre mineralele secundare, pirita şi pirotina

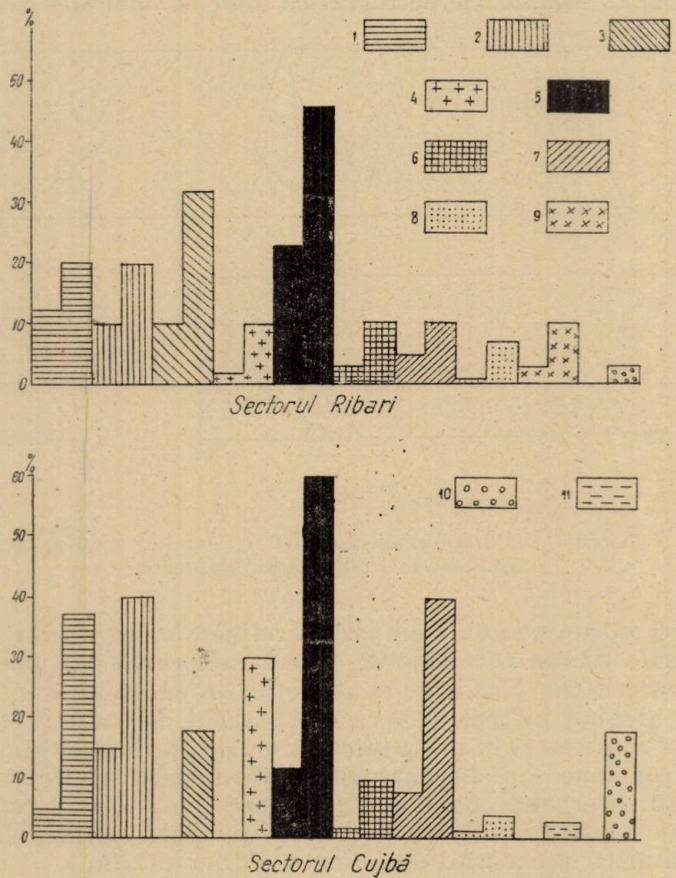


Fig. 5. — Variaţia cantitativă a mineralelor în paragnaisele grafitoase de la Rîbari şi Cujbă.

1, Cuarţ; *2*, muscovit; *3*, sericit; *4*, biotit, *5*. grafit, lamelar-solzos; *6*, grafit microcristalin; *7*, feldspat plagioclaz; *8*, sulfuri metalice (pirită şi pirotină); *9*, zoizit, *10*, feldspat potasic; *11*, amfiboli.

însoţesc în mod permanent grafitul, iar ca minerale accesorii se întîlnesc titanit, apatit, zircon, îndeosebi legate de fîşiile cuarţo-feldspatice.

b) *Micaşisturile grafitoase* se întîlnesc fie sub forma unor bancuri cu grosimi de ordinul metrilor, fie în alternanţă cu paragnaise sau şisturi grafitoase. Sînt formate din benzi cuarţoase discontinue, cu grosimi de la 0,10 pînă la 2,5 mm, în alternanţă cu benzi cu grosimi cuprinse între 0,10 şi 1,5 mm, constituite dintr-o asociaţie de minerale cu habitus lamelar-solzos (muscovit, sericit, grafit şi, eventual, biotit). În funcţie de

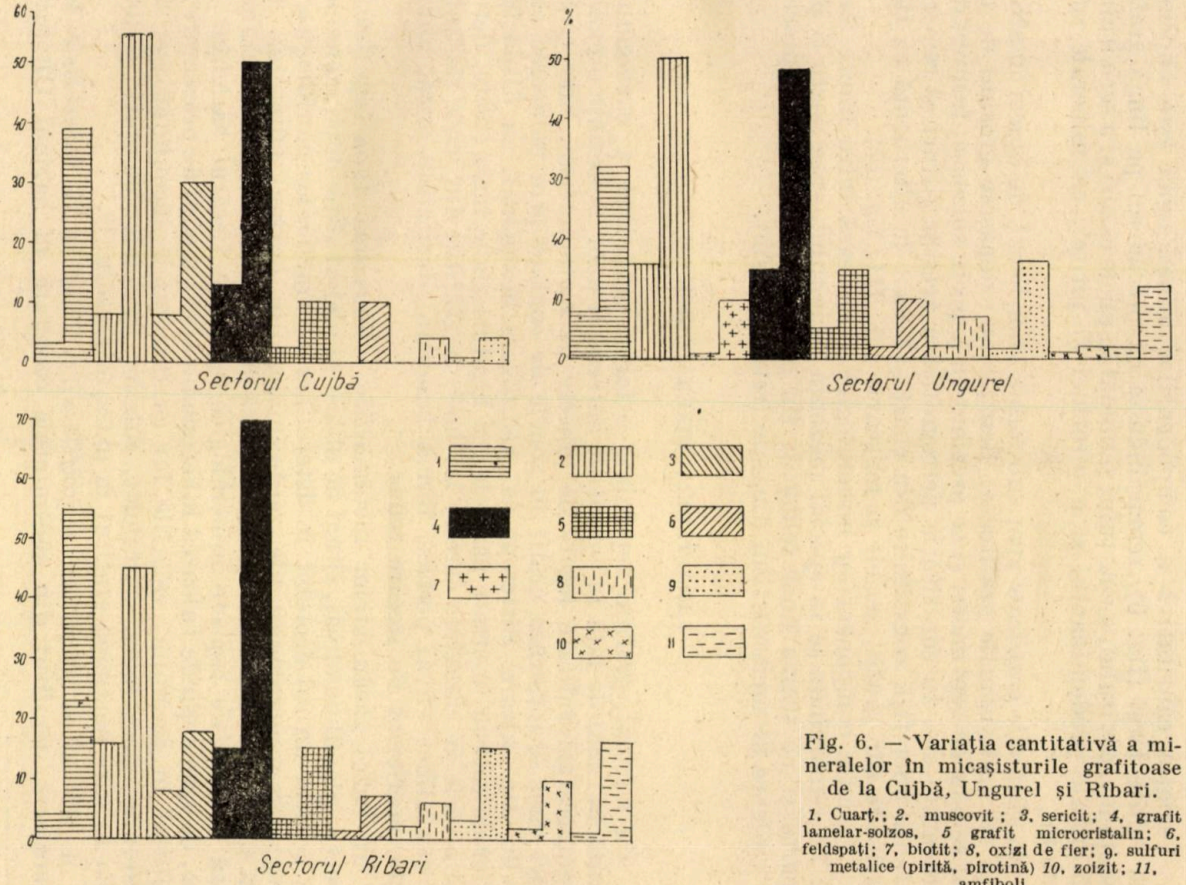


Fig. 6. — Variația cantitativă a mineralelor în micașisturile grafitoase de la Cujbă, Ungurel și Rîbari.

1, Cuarț.; *2*. muscovit ; *3*. sericit; *4*, grafit lamelar-solzos, *5* grafit microcristalin; *6*, feldspați; *7*, biotit; *8*, oxizi de fier; 9. sulfuri metalice (pirită, pirotină) *10*, zoizit; *11*, amfiboli.

asociaţiile de minerale cu grafit şi de frecvenţa benzilor constituite din asemenea minerale, se remarcă existenţa unor micaşisturi cu aspect masiv, compacte (galeria VIII Ungurel (pl. II, fig. 15,) faţă de subtipul şistos, solzificat, microcutat etc. (pl. II, fig. 16) de la Cujbă şi Rîbari.

Variaţia cantitativă a componenţilor mineralogici este cuprinsă între limite largi (fig. 6), remarcîndu-se cu precădere, pe lîngă grafit, prezenţa muscovitului, a cuarţului şi numai în unele cazuri şi a sericitului, ca minerale predominante, şi a pirotinei şi piritei, ca minerale subordonate.

c) *Şisturile grafitoase* apar sub forma unor benzi, de obicei în alternanţă cu micaşisturile grafitoase. Benzile nu depăşesc grosimi de ordinul zecilor de centimetri şi se prezintă cu aspecte solzoase, frămîntate, microcutate etc. În constituţia petrografică a acestor şisturi se remarcă existenţa unor fîşii constituite din cuarţ şi sericit în alternanţă cu fîşii constituite din grafit, sericit şi muscovit (pl. III, fig. 17).

Variaţia componenţilor mineralogici se situează între limite largi (fig. 7), remarcîndu-se în special prezenţa sericitului, care poate fi pus în parte şi pe seama unor feldspaţi fin granulari, afectaţi de procese mai violente de metamorfism dinamic (retromorfism).

CARACTERELE MINERALOGICE

Ca mineral, grafitul reprezintă o formă cristalină a carbonului, apărută în cazul de faţă în condiţiile antrenării unor substanţe organice la temperaturi ridicate legate de procese de metamorfism. Sînt citate cazuri cînd se formează grafit în zonele de contact prin reducerea carbonului din calcare. Sistemul de cristalizare hexagonal, cu dispoziţia ionilor de carbon în strate paralele, cu legături slabe între strate, determină o serie de caractere care se întîlnesc la grafitul din toate zăcămintele cristaline: clivaj perfect, formă lamelară, duritatate mică, anizotropie, coeficient de frecare redus.

În cazul zăcămintelor metamorfice, alunecarea după faţa (0001), respectiv planul de clivaj, situat de obicei în planul şistozităţii metamorfice, a jucat un rol deosebit în determinarea caracterelor morfologice şi petrografice-mineralogice ale zăcămintelor din bazinul Olteţului. Pe lîngă caracterele generale legate de forma de cristalizare a grafitului, mai există o serie de aspecte mineralogice specifice fiecărui zăcămînt în parte, de care depinde valoarea lui economică, ca: modul de prezentare al grafitului în zăcămînt, relaţiile lui cu mineralele înconjurătoare, dimensiunile agregatelor, cristalelor, solzilor, lamelelor de grafit şi proporţia în care participă grafitul în masa minereului [12].

a. *Modul de prezentare a grafitului şi relaţiile cu mineralele înconjurătoare.* Grafitul din zăcămintele cercetate în bazinul Olteţului

[12] Date privind aspectele menţionate se întîlnesc numai sporadic în legătură cu zăcămintele din bazinul Olteţului: H. Stuchlik (1919), Gh. Damaschin (1942), M. Trifulescu şi N. Dragomir (1966, 1967). Ultimii cercetători (1966) prezintă o serie de caractere fizice ale grafitului, după R. B. Ladoo şi W. N. Myers (1951), care ar putea să fie întîlnite eventual şi în cazul grafitului din valea Olteţului.

(Cujbă, Rîbari și Ungurel) se întîlnește sub două forme: grafit lamelar-solzos și grafit microcristalin, forme care se deosebesc prin modul de prezentare, relațiile cu mineralele înconjurătoare, dimensiuni și proporții.

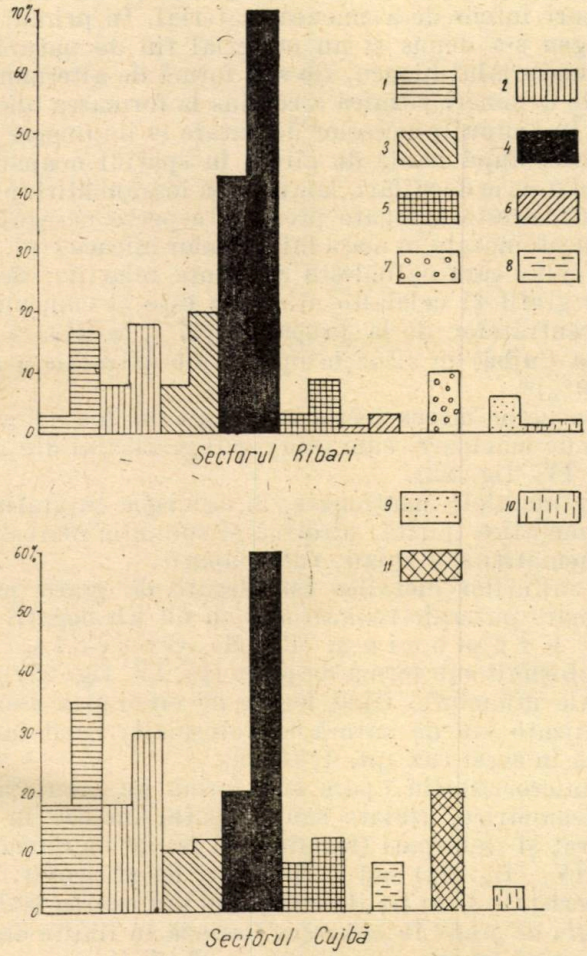


Fig. 7. — Variația cantitativă a mineralelor în șisturile grafitoase sericito-cuarțoase de la Cujbă și Rîbari.

1, Cuarț; *2*, muscovit; *3*, sericit; *4*, grafit lamelar-solzos; *5*, grafit microcristalin; *6*, feldspat plagioclaz; *7*, microclin; *8*, amfiboli *9*, sulfuri metalice (pirită și pirotină); *10*, oxizi de fier; 11, calcit.

— Grafitul lamelar-solzos apare sub formă de solzi sau lamele fine și foarte fine, fie izolate (pl. III, fig. 18), fie grupate mai multe, ajungînd să formeze agregate uneori curate, (pl. III, fig. 19), alte ori cu incluziuni foarte fine de solzi de sericit și muscovit sau granule de cuarț (pl. III, fig. 20). Ele sînt dispuse uneori după direcția planelor de șistozitate metamorfică și se întîlnesc în fîșiile constituite din minerale cu

habitus lamelar-solzos (muscovit, sericit şi, eventual, biotit) (pl. II, fig. 15) sau în cadrul fîşiilor constituite din minerale cuarţo-feldspatice sau numai din cuarţ.

Depunerea iniţială a materialului biogen a fost mai abundentă în fazele cu aport mai redus de material detritic şi mai slabă sau absentă în fazele cu aport intens de asemenea material. În primul caz, pe lîngă materialul biogen s-a depus şi un material fin de natură pelitică, fie în amestec cu materialul biogen, fie sub formă de alternanţe foarte subţiri. Procesul de depunere ritmică a condus la formarea unor roci cu texturi rubanate. În timpul proceselor de cutare şi împingere au avut loc o serie de alunecări după feţele de clivaj în spaţiul ocupat de fîşiile de grafit, rezultînd o serie de efilări, laminări şi îngrămădiri (pl. II, fig. 14) În mod frecvent, aceste agregate prezintă aspecte neregulate, alungite, ramificate şi anastomozate în masa mineralelor micacee (pl. IV, fig. 21). Un element în plus care oglindeşte existenţa relaţiilor de intimă concreştere dintre grafit şi celelalte minerale este şi conţinutul scăzut în carbon al concentratelor de la preparare (47% la Rîbari, 44% la Ungurel şi 66% la Cujbă) în situaţia optimă de extracţie a grafitului din rocă (circa 90%)[13].

În cazul zonelor intens tectonizate au avut loc deformări plastice pînă la procese de măcinare, cum este cazul grafitului din gnaisele retromorfozate (pl. IV, fig. 22).

Pe lîngă mineralele menţionate, în asociaţie cu grafitul se mai întîlnesc sulfuri metalice (pirită, pirotină şi sporadic marcasită), oxizi de fier (limonit, hematit) sau zoizit, rutil, apatit.

Prezenţa sulfurilor metalice este legată de grafit prin condiţiile iniţiale de formare puternic reducătoare cu un Eh negativ şi un pH ridicat (W. C. Krumbein şi R. M. Garrels, 1952). Ele se găsesc în mod obişnuit sub formă de plaje (pl. IV, fig. 23) şi mai rar sub formă de cristale idiomorfe, fiind legate de circulaţia unor soluţii mai tardive remobilizate sau de natură hidrotermală, fiind însoţite de calcedonie fibroasă în acest caz (pl. I, fig. 9).

Grafitul microcristalin apare sub formă de microcristale, uneori cu contururi geometrice, izolate sau grupate, incluse în masa granoblastelor de curaţ şi feldspaţi (formînd un fel de îngrămădiri cu aspect de roiuri (pl. IV, fig. 24) sau a lamelelor de muscovit. De asemenea mai apar microcristale şi în fîşiile cuarţoase sau cuarţo-feldspatice.

b. *Proporţia de grafit în minereu.* Variază în limite destul de largi, după tipurile de roci în care apare (fig. 5, 6, 7) [14].

Din valorile alăturate (tabelul nr. 5) rezultă că procentul de grafit microcristalin în medie este de circa 8%. Prin fineţea lui şi relaţiile cu mineralele înconjurătoare, acest grafit nu poate fi valorificat prin procesul de flotare. Grafitul lamelar-solzos apare în raport de 5/1 faţă de cel microcristalin. Faţă de valorile-limită între care variază în zăcămînt, conţinutul mediu ar reveni la circa 35%. Se remarcă o tendinţă de creştere a proporţiei de grafit în rocile mai şistoase, corespunzătoare unor

[13] *Ibidem.*

[14] Pentru a stabili cu mai multă precizie limitele între care variază grafitul, s-au făcut numeroase măsurători planimetrice pe cele mai variate aspecte de prezentare a concentraţiilor de grafit în secţiunile subţiri.

momente de calm în timpul sedimentării cu aport mai redus de material detritic.

Tabelul nr. 5

Variația cantitativă a grafitului

Tipul de minereu	Grafit lamelar (%)		Grafit microcristalin (%)	
	minimum	maximum	minimum	maximum
Paragnaise grafitoase	12	60	2	10
Micașisturi grafitoase	13	70	3	15
Șisturi grafitoase	20	70	3	12

c. *Dimensiunile grafitului.* Acestea variază în limite foarte largi, începînd de la microcristale foarte fine incluse în granoblastele de cuarț și feldspați, trecînd la solzi și lamele foarte fine și ajungînd la agregate de solzi. Dimensiunile sînt în strînsă legătură cu proporția de material biogen existent în depozitul inițial, cu relațiile dintre acest material și cel argilos, cu gradul de dezvoltare al cristalelor din diferitele formațiuni în care este prins grafitul și cu efectele mecanice postmetamorfice care le-au afectat. În acest sens se constată că fîșiile mai bogate în grafit conțin agregate cu dimensiuni mai mari, iar cele în care grafitul este amestecat cu material argilos conțin solzi de grafit intim asociați cu solzi de minerale micacee. Gradul de metamorfism al formațiunilor în care este prins grafitul ar influența dimensiunile lui, pe considerentul că remobilizarea componenților și elementelor chimice și regruparea lor în agregate și cristale ar fi direct proporționale cu intensitatea metamorfismului și ar conduce astfel la cristale cu dimeniuni mai mari. În acest sens se pot cita zăcămintele de grafit din Madagascar, în care grafitul apare sub formă de solzi cu dimensiuni pînă la 5—6 mm în gnaise și micașisturi mai intens metamorfozate (A. L a c r o i x, 1922), și grafitul din formațiunea de Schela, care apare sub forma unor lamine sau îngrămădiri criptocristaline în șisturi argiloase cărbunoase și pirofilitice, metamorfozate în faciesul de șisturi verzi, zonele I—II, după scara stabilită de F. T u r n e r (1949). Procesele mecanice, în zonele de maximă intensitate, au condus la formarea de milonite și ultamilonite grafitoase sericito-cuarțoase.

Relațiile intime dintre solzii, lamelele și agregatele de grafit și mineralele sterile conduc la concentrații cu dimensiuni foarte neuniforme (tabelul nr. 6). Din acest tabel rezultă cîteva aspecte care merită să fie relevate: grafitul microcristalin are dimensiuni în general sub limita inferioară a grafitului lamelar-solzos; dimensiunile minime ale grafitului lamelar-solzos au valori apropiate în toate zăcămintele cercetate; dimensiunile maxime ale agregatelor de grafit, în schimb, variază între limite mai largi în cadrul fiecărui zăcămînt. Raportul dintre lungimea și lățimea agregatelor este de asemenea variabil, în unele cazuri apărînd îngrămădiri neregulate, iar în alte cazuri fiind mult alungite.

Pentru a aprecia care sînt clasele granulometrice cu frecvenţa cea mai ridicată a acumulărilor de grafit lamelar-solzos, s-au făcut măsurători planimetrice pe secţiuni subţiri. În tabelul nr. 7 sînt prezentate valorile între care variază acumulările de grafit pe clase granulometrice. Valorile stabilite au caracter foarte neuniform, fapt care este în concordanţă cu datele din tabelul nr. 6, din care rezultă limitele de dimensiuni foarte largi între care variază grafitul lamelar-solzos, şi din tabelul nr. 5, din care rezultă limitele între care variază proporţia de grafit în minereu. În general se poate spune că predomină acumulările din clasele cu valori mai mari faţă de clasele cu valori mai mici, ceea ce favorizează posibilitatea obţinerii unor concentrate de grafit solzos cu puritate şi dimensiuni mai ridicate.

Tabelul nr. 6

Dimensiunile grafitului

Zăcăminte	Tipul de minereu	Dimensiunile grafitului (mm)			
		lamelar-solzos		microcristalin	
		minime	maxime	minime	maxime
Cujbă	şisturi grafitoase	0,12/0,12	1,75/0,32	0,01/0,01	0,07/0,05
	micaşisturi grafitoase	0,12/0,03	2,00/0,42	0,01/0,01	0,17/0,12
	paragnaise grafitoase	0,10/0,02	1,87/1,13	0,01/0,01	0,17/0,16
Ungurel	micaşisturi grafitoase	0,10/0,03	1,00/0,10	0,01/0,01	0,10/0,05
Rîbari	şisturi grafitoase	0,07/0,02	2,12/0,87	0,01/0,01	0,05/0,03
	micaşisturi grafitoase	0,07/0,02	3,75/1,05	0,01/0,01	0,25/0,02
	paragnaise grafitoase	0,07/0,02	0,05/0,20	0,01/0,01	0,05/0,02

Faţă de datele mineralogice prezentate anterior şi de rezultatele obţinute prin încercările de laborator [15], grafitul din valea Olteţului poate fi considerat, conform clasificării lui N. S. Veselovschi (1960), în grupa fanerocristalină, subgrupa solzos, varietatea fin solzoasă (0,001—0,1 mm), uneori cu treceri spre varietatea grosier-solzoasă şi destul de rar spre varietatea criptocristalină.

d. *Conţinutul în carbon al minereului.* În urma analizării chimice a peste 600 de probe [16], recoltate din roci cu diferite grade de concentrare a grafitului din sectoarele Cujbă, Ungurel, Sîvu şi Rîbari, s-a ajuns la concluzii similare cu cele stabilite prin studiul mineralogic: concentraţiile variază de la cîteva procente pînă la peste 60% carbon. Ţinînd seamă de contururile zăcămîntului, stabilite prin lucrările miniere, la calculul conţinutului mediu în carbon al minerelui s-au luat în considerare numai rezultatele analizelor de la probele recoltate din zăcămînt, respectiv circa 400 de rezultate din sectoarele Cujbă, Ungurel şi Rîbari. Curba de frecvenţă a carbonului pe zăcămînt (fig. 8) are caracter asi-

[15] *Ibidem.*

[16] Analizele au fost executate în laboratoarele Comitetului de Stat al Geologiei.

Tabelul nr. 7

Variațiile în procente ale grafitului lamelar-solzos pe clase granulometrice

Zăcăminte / Clasele granulometrice	Grafit (%) pe tipuri de minereu						
	șisturi grafitoase		micașisturi grafitoase			gnaise grafitoase	
	Cujbă	Rîbari	Cujbă	Rîbari	Ungurel	Cujbă	Rîbari
0,074	0,10 — 0,56	0,02 — 35,76	0,02 — 0,67	3,68 — 35,42	1,86 — 44,00	0,04 — 0,70	0,12 — 7,64
0,074 — 0,09	3,17 — 6,03	0,38 — 15,63	13,53 — 44,23	0,98 — 2,93	1,71 — 45,30	1,00 — 12,95	0,00 — 4,87
0,09 — 0,15	0,00 — 78,2	0,76 — 12,85	0,97 — 6,60	6,72 — 23,82	7,00 — 44,61	1,72 — 22,95	0,92 — 94,12
0,15 — 0,25	7,69 — 28,80	0,10 — 0,65	0,94 — 43,74	9,16 — 17,75	2,70 — 21,33	1,04 — 22,89	0,87 — 17,52
0,25 — 0,50	1,46 — 2,15	4,70 — 41,71	16,29 — 74,66	17,98 — 26,94	0,00 — 63,10	40,89 — 96,19	2,81 — 51,18
0,50 — 1,00	6,49 — 28,63	8,62 — 14,94	38,38 — 84,39	0,00 — 35,79	—	—	0,00 — 49,39
1,00 — 2,00	0,00 — 63,12	73,09 — 98,00	0,00 — 14,36	—	—	—	0,00 — 85,27

metric. Deşi maximul de frecvenţă este situat pe intervalul 20—25%C, conţinutul mediu (32%C) se deplasează spre dreapta din cauza frecvenţei mai ridicate a intervalelor cu conţinuturi mai ridicate în carbon faţă de cele cu conţinuturi mai scăzute.

Conţinuturile medii în carbon obţinute pe sectoare pe baza rezultatelor de la analizele în serie (Cujbă—34,47% C, Ungurel—25,77%C

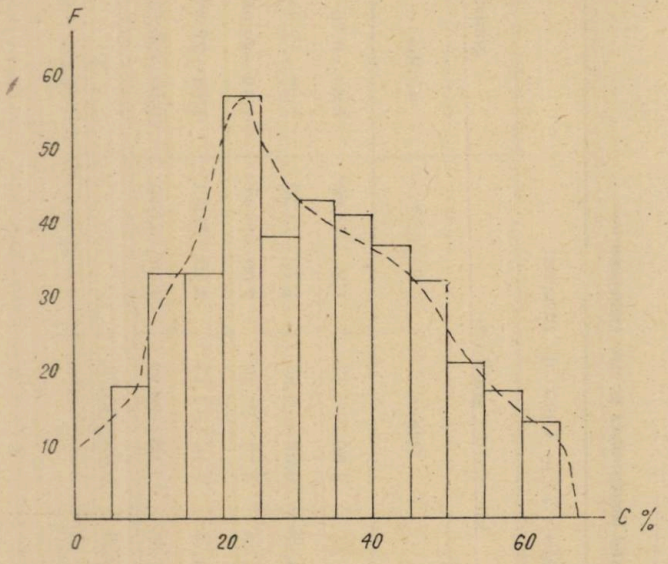


Fig. 8. — Curba de frecvenţă a carbonului în minereul cu grafit de la Rîbari, Ungurel şi Cujbă.

şi Rîbari — 26% C), comparativ cu conţinuturile medii obţinute prin analiza materialului din probele tehnologice de laborator (Cujbă — 34,75% C, Ungurel — 24% C şi Rîbari — 26%C)[17], relevă o concordanţă între datele obţinute prin cele două modalităţi de stabilire a conţinutului în carbon.

e. *Grafitul valorificabil din zăcămînt.* Datele expuse anterior în legătură cu modul de prezentare al grafitului, relaţiile cu mineralele înconjurătoare şi dimensiunile lui oglindesc aspectele caracteristice grafitului din Munţii Căpăţînii, de care depinde procesul de valorificare.

Se poate preciza că grafitul microcristalin, prin fineţea lui şi relaţiile cu mineralele înconjurătoare, nu poate fi valorificat. Proporţia de circa 8% grafit microcristalin se încadrează în pierderile de 7—14%C stabilite la preparare [17].

Grafitul lamelar-solzos se prezintă în relaţii foarte strînse şi complicate cu mineralele sterile. Fie că include granule fine de cuarţ sau solzi foarte fini de sericit, fie că este inclus în asemenea minerale, pe de o parte, iar pe de altă parte, relaţiile de îndinţare dintre agregatele de grafit şi cele de minerale micacee conduc la pierderea grafitului mai

[17] *Ibidem.*

fin, care este antrenat de mineralele micacee sau la antrenarea mineralelor micacee în concentratul de grafit. Dimensiunile grafitului, precum și dimensiunile mineralelor sterile determină valoarea economică a acestui minereu, deoarece procentul de minerale cu dimensiuni mai mici conduce la pierderi mai mari, precum și la concentrate cu conținuturi mai scăzute în carbon. Probabil că și în cazul agregatelor compacte de grafit se găsesc incluziuni foarte fine de sericit învelite de grafit, care influențează calitatea concentratului, pe de o parte, și procentul de recuperare al grafitului, pe de altă parte.

CONDIȚIILE DE FORMARE

Complexul de roci în care sînt localizate concentrațiile de grafit din Munții Căpățînii este reprezentat printr-o alternanță de șisturi cristaline formate pe seama unor depozite sedimentare de domeniul neritic. Condițiile în care s-a depus acest complex de roci corespund unui regim de sedimentare cu caracter flișoid, determinat de existența unor mișcări de basculă. Astfel au avut loc o schimbare și o deplasare a condițiilor de sedimentare în timp și spațiu. Existența alternanțelor de gresii, șisturi grezoase-cărbunoase, șisturi argiloase-cărbunoase și calcare, pe seama cărora s-au format diferite tipuri de șisturi cristaline cu grafit, ar indica zona cea mai îndepărtată a domeniului neritic. Perioadelor de timp mai agitate cu aport de material detritic le revin rocile mai sărace în material biogen, iar perioadelor mai liniștite cu aport de material din suspensii le revin rocile mai bogate în material biogen, specifice unui mediu de sedimentare reducător, cu condiții de pH ridicate și Eh reduse. Dacă ținem seamă de proporția de grafit care se întîlnește în benzile formate din minerale micacee (20—70%), de finețea acestor benzi și de frecvența lor, raportate la timpul cînd s-au format, materialul biogen poate fi pus pe seama unui plancton vegetal format probabil din alge, seria de Lainici-Păiuș din Carpații Meridionali revenind ca vîrstă precambrianului, după Gr. Răileanu și L. Pavelescu (1963), sau rifeanului inferior în concepția subdiviziunilor preconizate de Marcela Dessila-Codarcea (1966). De altfel, toate zăcămintele de grafit de pe glob legate de șisturile cristaline precambriene se prezintă în condiții similare, singurul element care le diferențiază fiind gradul de metamorfism al formațiunilor în care sînt situate.

CONCLUZII

În urma analizării datelor legate de zăcămintele de grafit cercetate cu lucrări miniere în bazinul Oltețului, se degajă următoarele concluzii:

a) Grafitul apare în rocile cristaline din regiune în proporții variabile începînd de la cîteva procente pînă la 70%. Principalele roci care conțin grafit sînt reprezentate prin gnaise, micașisturi, șisturi sericito-cuarțoase, șisturi amfibolice, calcare cristaline, migmatite etc.

b) Concentraţiile de grafit cu valoare economică sînt legate în special de gnaise, micaşisturi şi şisturi sericitoase cuarţoase.

c) Zăcămintele de grafit sînt foarte neuniforme, cu extinderi neregulate în spaţiu din cauza condiţiilor iniţiale de formare şi a proceselor tectonice care s-au manifestat cu precădere pe direcţia acestor zăcăminte.

d) Grafitul se prezintă sub două aspecte: lamelar-solzos şi microcristalin.

Varietatea lamelar-solzoasă este formată din solzi şi lamele foarte fine şi fine, izolate sau grupate sub formă de agregate cu dimensiuni şi forme foarte neregulate.

Varietatea microcristalină se dezvoltă de obicei sub formă de microcristale izolate, incluse în granoblastele de feldspaţi şi cuarţ.

Grafitul lamelar-solzos, prin dimensiuni, proporţii şi relaţii cu mineralele micacee cu care se asociază de obicei, reprezintă grafitul valorificabil, în timp ce grafitul microcristalin, fiind mult mai fin, nu poate fi valorificat.

Procesul de valorificare este influenţat de dimensiunile solzilor de grafit, de puritatea acestor solzi şi de relaţiile cu mineralele sterile cu care este asociat de obicei.

CARACTÈRES PÉTROGRAPHIQUES ET MINÉRALOGIQUES DES GISEMENTS DE GRAPHITE DU BASSIN DE L'OLTEŢ (CARPATES MÉRIDIONALES)

RÉSUMÉ

Des concentrations de graphite sont rencontrées dans les schistes cristallins de l'autochtone danubien, entre Novaci et la crête des monts Căpăţîna, représentées par une association de paragneiss, de schistes amphiboliques, d'amphibolites et de calcaires cristallins, percés de filons, d'aypophyses et de dykes de roches granitiques. Le graphite est localisé à certains niveau dans des paragneiss, des micaschistes, des schistes amphiboliques et des calcaires cristallins, et apparaissent en proportions très différentes allant de quelques pourcentages jusqu'à 70%. Les zones à concentrations élevées de graphite représentent les gisements de graphite proprement dits. Les caractères morphologiques de ces gisements sont loin d'être uniformes, en raison de leurs conditions initiales de formation, qui ont varié dans le temps et dans l'espace, et surtout à cause des facteurs tectoniques qui les ont affectés plus tard, se manifestant particulièrement en direction des paquets de roches à graphite. Les contacts anormaux sont très fréquents entre les gisements de graphite et les roches du lit et du toit, étant accompagnés de boudines de calcaires et de granits.

Les gisements de graphite sont situés dans des paragneiss, des micaschistes, des schistes quartzo-sériciteux, où le graphite se développe en proportions de 10% à 70%, étant spécialement lié aux bandes constituées de minéraux à l'habitus lamellaire-écailleux (séricite, muscovite et biotite) et moins fréquemment aux bandes constituées de quartz et de feldspathes. Outre les caractères généraux spécifiques au graphite

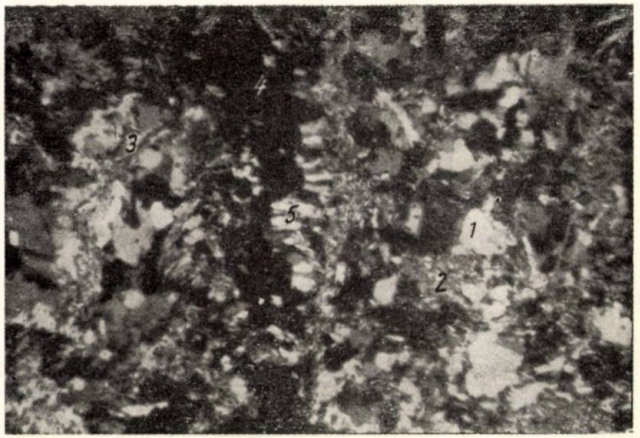


Fig. 9. — Paragnais cu biotit — Rîbari. N II, × 10.
1, Cuarţ; *2*, feldspaţi alteraţi; *3*, biotit; *4*, filonaş secundar; *5*, pirită; *6*, calcedonie fibroasă

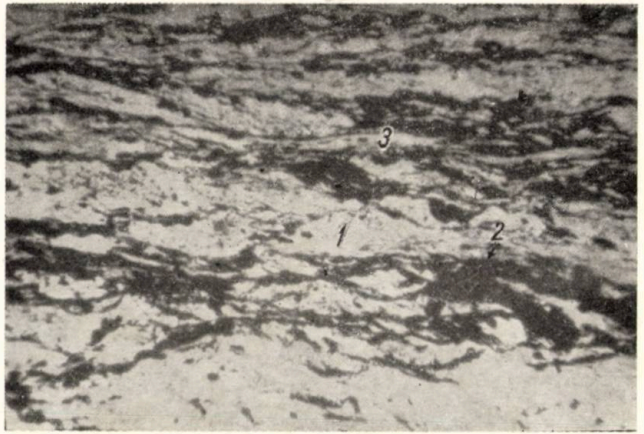


Fig. 10. — Micaşisturi cu grafit — Cujbă. N II, × 10.
1, Benzi cuarţoase; *2*, fişii de agregate alungite de grafit; *3*, filme şi fişii de minerale micacee.

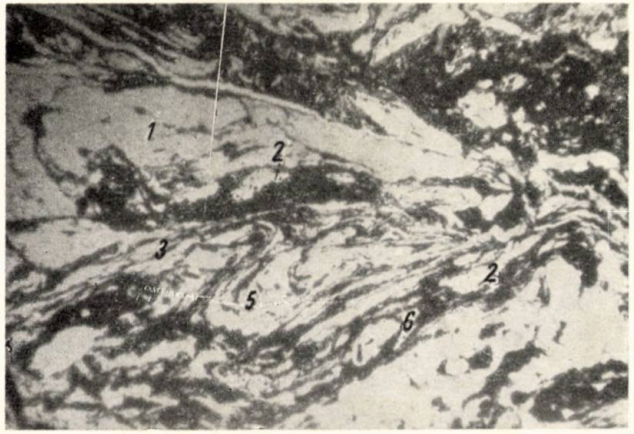


Fig. 11. — Micaşisturi cu plane de alunecare şi microcute — Cujbă. N II, × 10.
1, Lentile de cuarţ; *2*, grafit milonitizat; *3*, filme de minerale micacee; *4*, agregate de grafit; *5*, microcute; *6*, plane de alunecare.

Fig. 12. — Paragnaise grafitoase — Rîbari. N II, × 10.
1, Cuarţ; *2*, grafit; *3*, feldspaţi; *4*, muscovit.

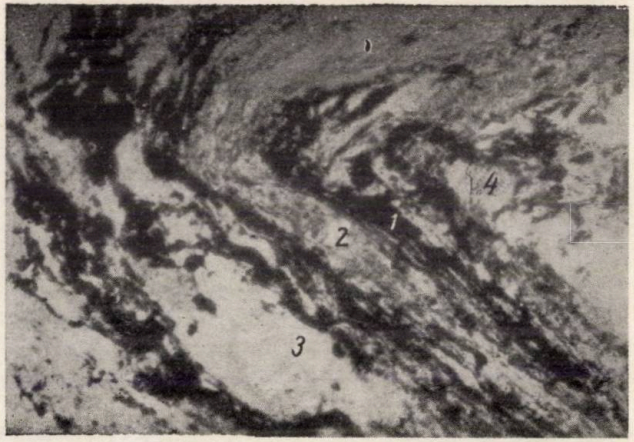


Fig. 13.—Paragnaise cu grafit cu procese de microcutare—Rîbari. N II, × 10.

1, Grafit; *2*, minerale micacee; *3*, cuarț; *4*, feldspați.

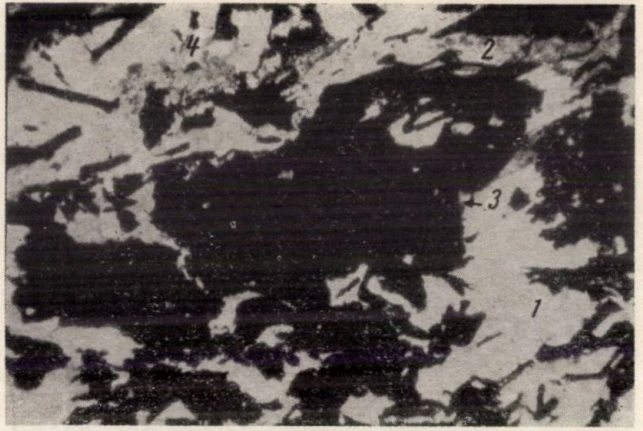


Fig. 14. — Micașisturi grafitoase — Rîbari. N II, X 70.

1, Agregate de grafit; *2*, cuarț; *3*, muscovit.

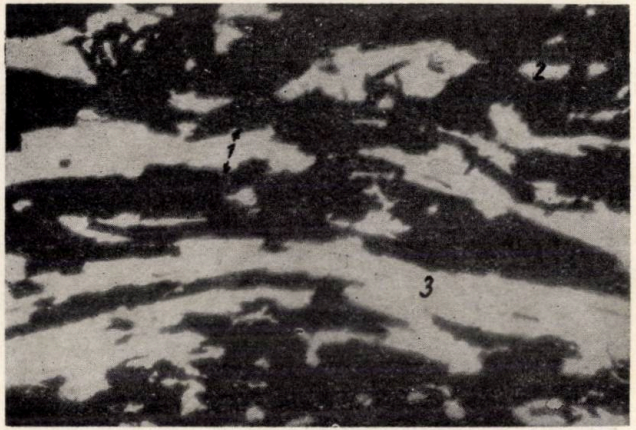


Fig. 15. — Paragnaise cu îngrămădiri de grafit—Rîbari. N +, × 10.

1, Cuarț; *2*, feldspați; *3*, îngrămădiri de grafit; *4*, muscovit

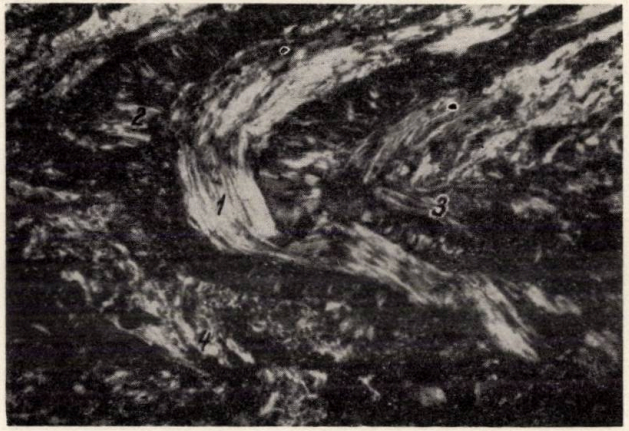


Fig. 16.—Micașisturi cu procese de microcutare — Cujbă. N II, × 10.

1, Minerale micacee; *2*, calcedonie; *3*, grafit; *4*, cuarț.

Fig. 17. — Șisturi grafitoase sericito-cuarțoase—Ungurel. N II, × 10.

1, Grafit; *2*, minerale micacee; *3*, cuarț.

Fig. 18. — Lame izolate de grafit și agregate de grafit—Ribari. N II × 10.

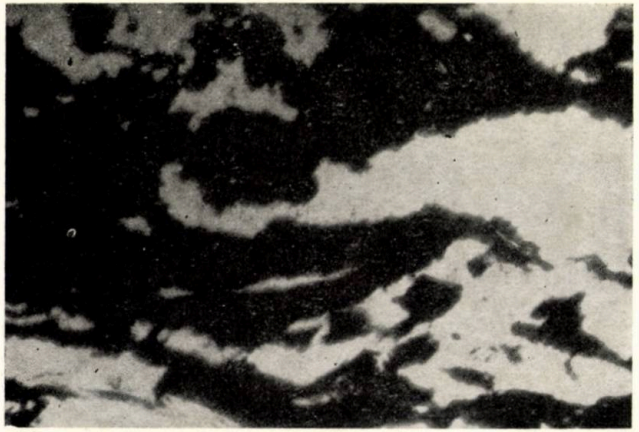


Fig. 19. — Agregate lamelare și neregulate de grafit — Ungurel. N II, × 10.

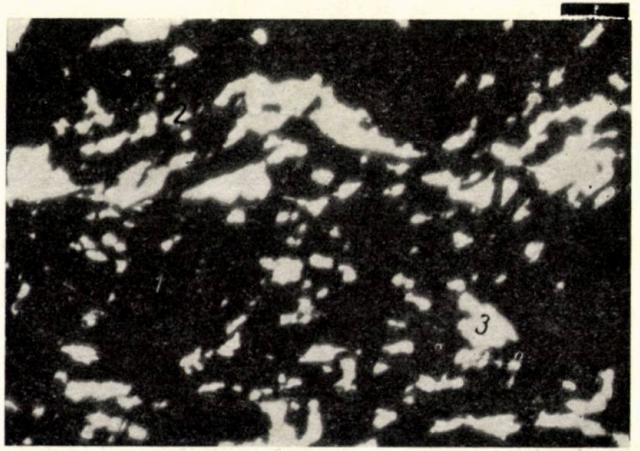


Fig. 20. — Agregate de grafit cu incluziuni de cuarț și muscovit—Ribari. N II × 10,

1, Grafit; *2*, muscovit; *3*, cuarț.

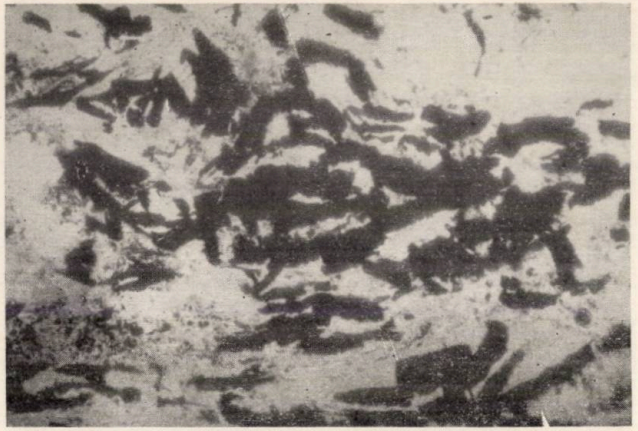


Fig. 21. — Agregate de grafit cu forme foarte neregulate — Ungurel. N II, × 10.

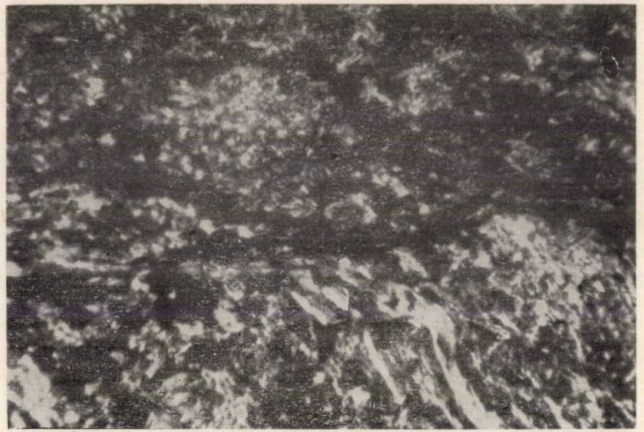


Fig. 22. — Micașisturi grafitoase cu plane de alunecare și grafit ultramilonitizat pe aceste plane — Cujbă. N+, ×10.

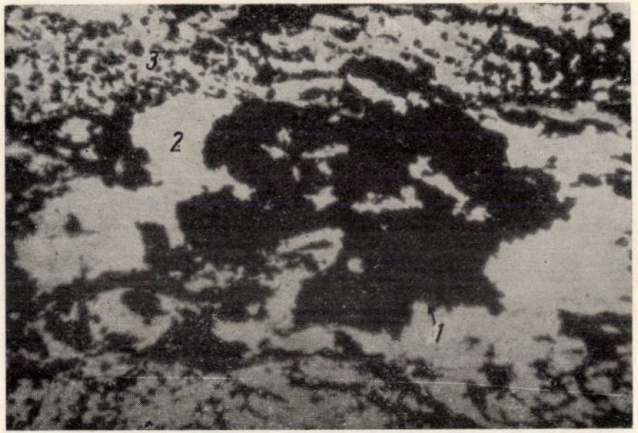


Fig. 23. — Paragnaise grafitoase cu plaje de pirită — Rîbari. N II, × 10.

1, Pirită; *2*, cuarț; *3*, agregate fine cu grafit minerale micacee și feldspați

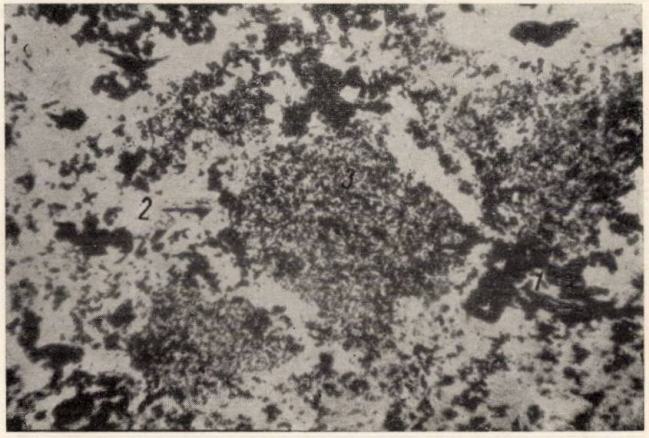


Fig. 24. — Paragnaise cu grafit microcristalin — Rîbari. N II, × 10.

1, Agregate de grafit lamelar-solzos; *2*, masa cuarțo-feldspatică; *3* grano.

localisé dans les schistes cristallins (clivage, forme lamellaire, dureté réduite, anisotropie, coefficient de friction réduit), le graphite des monts Căpățîna présente certains aspects caractéristiques. Suivant les relations avec les minéraux environnants, les dimensions et les proportions, on peut distinguer deux variétés de graphite: le graphite lamellaire-écailleux et le graphite microcristallin.

Le graphite lamellaire-écailleux se développe soit isolément soit en groupes, formant dans ce dernier cas des aggrégats irréguliers ou allongés et présentant des traces fréquentes des processsus de mouvement tels que: plissements en écailles, glissements, microplissements effilages, épaississements par entassement.

Le graphite microcristallin apparaît fréquemment isolé et inclus dans la masse des granoblastes de quartz et de feldspathes.

Le graphite lamellaire -écailleux apparaît en proportion de 5 à 1 par rapport à celui du type microcristallin; comme dimension, ce dernier se situe, en général, au-dessous de la limite inférieure du graphite lamellaire-écailleux, qui s'encadre dans les classes 0,09—1,00 mm.

En règle générale, les classes d'écailles de graphite à grandes dimensions prédominent sur les petites.

La genèse de ces gisements est attribuée à certains dépôts argilo-gréseux contenant un matérial carboneux d'âge précambrien.

BIBLIOGRAFIE

Codarcea-Dessila Marcela (1966), *Problema orizontării și răspîndirii rifeanului în România*, An. Com. Stat Geol. **XXXV.**

Damaschin Gh. (1942), *Grafitul, un nou bun minier în România*, Bull. Inst. Rom. Energ., *1.*

— (1964), *Din istoria mineritului românesc. Grafitul din regiunea Baia de Fier și acțiunile din ultima sută de ani pentru descoperirea, studierea și valorificarea zăcămintelor exploatabile de grafit*, Rev. minelor, **XV**, *2.*

Drăghiceanu M. (1890), *Erläuterung z. Übersichtskarte des Königreichs Rumänien*, Jahresb. d. k.k. geol. R.A., Viena, **40**, *2.*

Ghica-Budești ȘT. (1940), *Les Carpates méridionales centrales. Recherches pétrographiques et géologiques entre le Parîng et le Negoi*, An. Inst. géol. Roum., **XX.**

Krumbein W.C.a. Garrels R.M. (1952), *Origin and classification of chemical sediments in term of pH and oxidation-reduction potential*, Journ. of Geol., **LX**, *1.*

Lacroix A. (1922), *Minéralogie de Madagascar, I* și *II*, Paris.

Manolescu G. (1937), *Etude géologique et pétrographique dans les monts Vulcan*, Ann. Inst. géol. Roum. **XVIII.**

Mrazec L. (1895), *Contribuțiuni la studiul petrografic al rocilor din zona centrală a Carpaților de sud și anume din județele Mehedinți, Gorj și Vîlcea*, An. mus. geol. pal., *1.*

Murgoci G.M. (1898), *Dare de seamă asupra cercetărilor geologice din vara 1897 în masivul Parîng*, București.

— (1899), *Grupul superior al cristalinului din masivul Parîngului*, Bul. Soc. Ing. ind. mine din Rom., **III.**

— (1910), *Sinteza geologică a Carpaților de sud*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., **I**

Pavelescu L. (1963), *Contribution à l'étude du soubassement cristalin et l'aire de distribution des différentes formations cristallophyliennes dans la partie centrale et orientale de l'Autochtone danubien*, Trav. Assoc. géol. Carpato-Balkanique, Ve Congr., **II**, București.

Pavelescu L. și Răileanu Gr. (1963), *Considérations générales sur l'âge des schistes cristallins de l'Autochtone des Carpates méridionales*, Trav. Assoc. géol. Carpato-Balkanique, Ve Congr., **II**, București.

Stuchlik H. (1919), *Ivirile de grafit de la Baia de Fier*, An. Min. Rom., *6—7.*

ŞTEFĂNESCU GR. (1883), *Relaţiune sumară de lucrările Biroului geologic în campania* 1883, Bucureşti.

TOULA FR. (1898), *O excursie geologică în Carpaţii României*, Bul. Soc. Ing. ind. mine din Rom., **II**, *2—3*.

TRIFULESCU M. şi DRAGOMIR N. (1966), *Grafitul din valea Olteţului*, Rev. minelor, **XVII**, *6*.

TRIFULESCU M., DRAGOMIR N. şi NEDELCU V. (1967), *Studiul petrografic al zăcămintelor de grafit din valea Olteţului*, Dări de seamă Com. Stat Geol., **LII**/*3*.

TURNER F.S. (1949), *Mineraligical and structural evolution of the metamorphic rocks*, Washington.

ВЕСЕЛОВСКИЙ С. В. (1950) *Требования промышленности к качеству минерального сырья*. « Справочник для Геологов 3-Графит »

Primit la redacţie la 7 iunie 1967

Comitetul de Stat al Geologiei, Bucureşti

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA GENEZEI EVAPORITELOR DIN BAZINUL TRANSILVANIEI

DE

V. DRAGOȘ

55(05)

Introducere. Problemele cele mai dezbătute cu privire la evaporitele din țara noastră sînt cele care se referă la vîrsta sării geme și poziția sa în cadrul tectonicii regionale.

Referiri la geneza evaporitelor nu se găsesc decît în lucrările lui I. P. Voiteşti (1921 și 1934). Studiul de față analizează această problemă pe baza unor date de foraje executate de Institutul de balneologie și fizioterapie (I. B. F.) la Someșeni — Cluj (fig. 1).

Relații stratigrafice între gipsuri și sarea gemă au fost semnalate numai de I. Popescu Voiteşti (1934) la Coștiui în Maramureș, și de V. Dragoș (1964) în Subcarpați pe flancul de sud al sinclinalului Ariceşti și în axul anticlinalului faliat Slavu—Berindel.

GEOLOGIA REGIUNII SOMEȘENI

La alcătuirea stratigrafică a anticlinalului Someșeni iau parte depozite tortoniene, de la tuful de Dej pînă la tuful de Ghiriș.

În albia Văii Murătorii apar o serie de izvoare sărate și sărături cu concentrații puternice. Pe cei doi versanți se dezvoltă flancurile anticlinalului, în care tortonianul este constituit dintr-un pachet de marne argiloase, gresii moi, friabile, calcaroase, curbicorticale sau cu stratificație paralelă și trei intercalații de tuf dacitic, alburiu. Din punct de vedere morfologic, regiunea prezintă o inversiune de relief, întrucît Valea Murătorii între Someșeni și Gheorghieni are un caracter de vale anticlinală.

Anticlinalul Someșeni, semnalat de I. Szadeczky (1917) și determinat de noi (1963), are o direcție nord-sud și se urmărește pe Valea Murătorii, pînă la Gheorghieni și Pața, de unde se continuă spre sud,

St. și cerc. de geol. geof. geogr., Seria geologie, T. 14, nr. 1, p. 163—180, București, 1969

cu anticlinalul determinat de M. Ilie (1957), între Paţa şi Aiton. Anticlinalul Someşeni se prezintă la Băile Someşeni, cu un uşor caracter ejectiv, în care flancurile au înclinări de 20—30°. Sarea se găseşte în poziţie normală, stratigrafică, cu partea superioară uşor bombată, dar nediapirizată, încît forajul care a străbătut sarea pe adîncimea 20—128 m

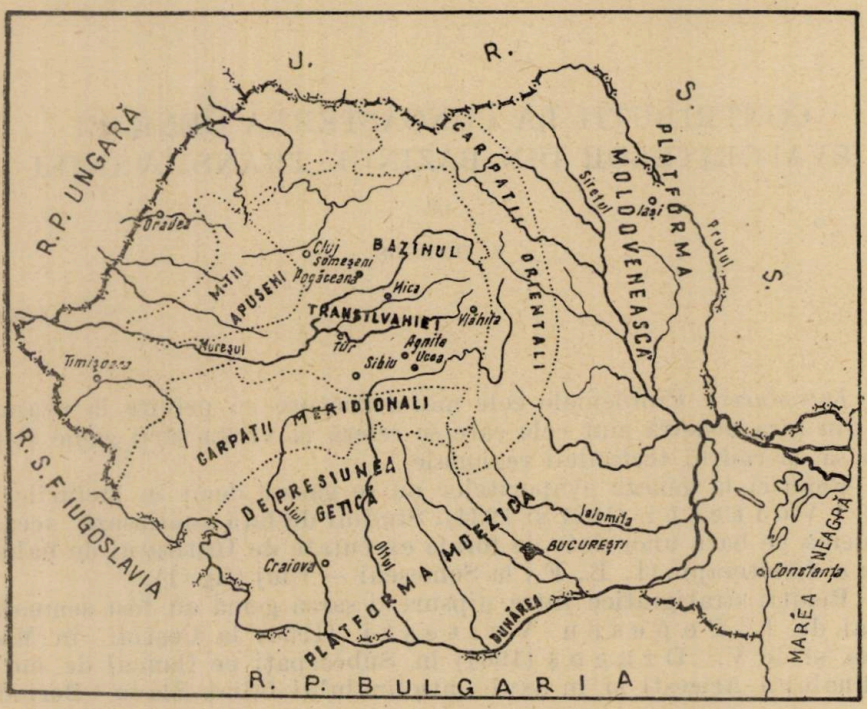


Fig. 1. — Bazinul Transilvaniei în cadrul marilor unităţi structurale.

ne-a furnizat date de o importanţă deosebită, pentru elucidarea genezei evaporitelor şi a relaţiilor dintre evaporite şi bitumine.

Lucrările întreprinse de Institutul de balneologie şi fizioterapie Bucureşti pentru explorarea apelor mineralizate de la Someşeni — Cluj, printr-un foraj practicat pe axul anticlinalului Someşeni, ne-a permis să constatăm o trecere gradată de la gipsuri la sarea gemă masivă. Din coloana litologică a forajului Someşeni (fig. 2), se observă că după traversarea sării s-a intrat într-un pachet de circa 4—5 m grosime de evaporite ce conţin abundent material detritic. Succesiunea întîlnită de sus în jos este următoarea: 2 m gipsuri fibroase, cu intercalaţii de gresii calcaroase, 2,80 m gipsuri concreţionare, noduloase albe şi cenuşii deschis, în care se observă benzi subţiri argiloase, apoi 0,40—0,50 m calcare fine în plăci centimetrice, cu filme subţiri de material argilos. Sub acest pachet, forajul a traversat o serie marină normală reprezentată prin marne argiloase vineţii şi apoi o alternanţă de marne şi gresii subţiri, serie în care s-a găsit un conţinut microfaunistic bogat, care a permis

identificarea subdiviziunilor pînă la rupelian, dezvoltat în faciesul stratelor de Ticu.

Condiţiile de sedimentare. Prezenţa în culcuşul sării a unei succesiuni de sulfaţi, carbonaţi, marne, argile, ne arată că geneza lor s-a produs în adevăr în raport invers cu gradul de solubilitate al sărurilor în sensul lui K. Ochsenius (1877), J. Bourcart şi J. Ricourt (1952) şi H. Borchert (1959, fig. 9), care demonstrează geneza evaporitelor din Cîmpia Germaniei în mări interioare, de forma unor bazine puţin adînci, ce aveau o comunicare permanentă cu apele oceanice. O asemenea succesiune de evaporite nu a mai fost descrisă pînă acuma într-o altă regiune, din ţara noastră.

Date interesante ar fi fost de aşteptat să obţinem în urma forajelor practicate în Bazinul Transilvaniei. Ori după A. Vancea (1960) se constată că forajele ce au străbătut sarea n-au întîlnit sub sare decît pachetul de tuf dacitic, cunoscut sub numele de „tuf de Dej". Nici unul din foraje nu a întîlnit vreun pachet de evaporite, încît situaţia de la Someşeni pînă în prezent este unică. După M. G. Filipescu (1934, p. 52, 134, 135), lentilele de calcare bituminoase din formaţiunile gipsifere (acvitanian — helveţian), aflate în regiunea dintre Prahova şi Teleajen, au luat naştere din masa de gips, sub acţiunea fenomenelor solfariene.

Mai tîrziu M. Paucă (1952, p. 280—282) menţionează că în depozitele helveţiene de la curbura Carpaţilor roca cea mai caracteristică este reprezentată prin şisturi dolomitice bituminoase care „se află în mod normal la baza gipsurilor". Prezenţa şisturilor dolomitice bituminoase a fost semnalată ulterior şi de alţi autori (V. Dragoş 1958; V. Dragoş şi colab [1]) pentru regiunea de la vest de valea Milcovului: valea Rîmnicului Sărat, văile Slănicului (de Buzău), Negosinei, Bălăneasa, Drajnei, Caporalului (la vest de Homorîciu), unde apar legate şi de gipsurile tortoniene.

Pe baza acestor date, pentru zona de la exteriorul Carpaţilor se poate vorbi de o precipitare a sulfaţilor şi în mai mică măsură de o precipitare a carbonaţilor, dar în nici un loc nu se găseşte o serie completă a evaporitelor. Astfel, la Ariceşti—Zeletin şi pe valea Turburea (ce coboară la Păcureţi), unde sarea gemă urmează în continuitatea gipsurilor, lipsesc carbonaţii, iar acolo unde au fost găsite depozite de carbonaţi şi sulfaţi nu se află sarea gemă. Pretutindeni, peste gipsurile helveţiene şi tortoniene, cu şisturi dolomitice bituminoase în bază, urmează o serie groasă de depozite detritice, marne, argile, nisipuri, gresii moi etc. şi intercalaţii de tuf dacitic.

Dacă s-ar susţine că sarea a precipitat în continuarea gipsurilor, trebuie admis că ea şi-a părăsit poziţia iniţială, dar este greu de imaginat, cum sarea s-a putut desprinde de gispuri şi să apară totdeauna izolată cînd ambele roci au un grad de plasticitate apropiat.

Analiza chimică a probelor de sare din forajul nr. 1, Băile Someşeni, executată de Laboratorul de chimie al Sanepidului Cluj, cuprinsă

[1] Dragoş V., Georgescu C., Huică I., Cehlarov A. şi Perianu M., *Raport geologic de prospecţiuni pentru hidrocarburi şi sare între valea Bălăneasa şi valea Milcovului şi între valea Buzăului, şi valea Zimbroaia*, Arh. Com. Geol. (1958).

în tabelul nr. 1, arată prezența în compoziția sării, a ionilor de iod și brom, care ajung pînă la proporții însemnate, ceea ce constituie un alt indiciu al proveniență lor din apa oceanică.

Tabelul nr. 1

Proba	Adîncime (m)	Apă g/kg	Clor g/kg	NaCl g/kg	SO_4^{2-} g/kg	Iod I g/kg	Brom g/kg	Impurități g/kg
1	20	2,35	597,50	984,48	3,20	0,79	1,50	9,93
2	30	3,47	590,90	973,50	2,60	0,26	4,50	19,86
3	40	3,50	595,50	980,88	1,60	0,79	1,50	13,98
4	50	1,96	599,60	987,85	0,60	0,74	—	9,54
5	60	3,40	597,20	967,52	3,04	0,48	3,00	25,92
6	70	1,60	599,40	187,40	1,00	3,18	—	9,72
7	80	2,55	597,20	184,00	2,95	1,48	5,00	10,45
8	90	1,78	602,30	992,33	1,52	—	2,50	4,15
9	100	2,77	596,10	982,05	2,45	2,28	12,50	12,55
10	110	1,66	605,80	998,16	2,23	—	7,50	5,22
11	120	2,12	599,10	987,10	2,69	—	2,50	7,75
12	127,3	3,28	598,50	975,80	2,75	0,74	2,00	17,98

RELAȚIILE DINTRE SAREA GEMĂ ȘI PETROL

Prezența numeroaselor zăcăminte de petrol și sare în Subcarpații românești a ridicat de mult problema relațiilor genetice dintre sare și petrol. L. Mrazec și W. Teisseyre (1902) și L. Mrazec singur 1907 și 1921) considerînd că sarea este legată de stratele de Cornu, roci-mamă de petrol arată implicit pe lîngă legătura sincronă și pe cea genetică între gipsuri, sare și hidrocarburi, idee susținută apoi și de G. Macovei (1916, 1932 și 1938). În lucrările ulterioare, L. Mrazec arată legătura tectonică dintre sare și petrol, pentru zăcămintele de petrol din pliocen.

I. Popescu-Voitești susține o geneză separată a petrolului și a sării.

Ipoteza unei geneze comune se impune însă tot mai mult și, după cum arată J. Flandrin (1955), A. Borchert (1959), I. Gavăt (1964), relațiile genetice dintre petrol și sare sînt acceptate astăzi de majoritatea cercetătorilor.

După cum s-a semnalat și în alte regiuni, masa sării prezintă un puternic miros de hidrocarburi, mai accentuat în dreptul intercalațiilor detritice închise la culoare.

Analiza efectuată la Întreprinderea geologică de „Prospecțiuni" a Comitetului de Stat al Geologiei, sub supravegherea dr. chimist M. G. Filipescu pe 10 eșantioane de sare, de la Someșeni conținutul de hidrocarburi din tabelul nr. 2.

O altă analiză, executată la aceeași întreprindere de Gabriela Pitulescu pentru o probă de sare de la adîncimea de 50 m ne-a arătat că ionii de K și Mg sînt absenți, iar cel de Ca este prezent cu 27,29g/kg de sare gemă. Prezența bromului și iodului, care se găsește în cantitate însemnată, arată strînsa legătură cu compoziția apei de mare, iar absența ionilor de K și Mg indică stadiul de concentrare puțin avansat.

Ţinînd seama că sarea de la Someşeni nu a fost afectată de mişcări tectonice, trebuie să se tragă concluzia că hidrocarburile sînt legate genetic de masa sării. Această concluzie poate avea pentru Bazinul Transil-

Tabelul nr. 2

Probă de sare de la adîncimea (m)	Concentraţia de hidrocarburi (metan peste 95 %) în 1×10^{-5} ce h/100 g/sare.
20	150
30	59
40	67
50	54
60	53
70	150
80	57
90	390
100	490
118	57
127	84

vaniei însemnate consecinţe de ordin economic pe lîngă cele de ordin tectonic care elucidează originea marină a sării.

Autorii menţionaţi arată că totdeauna în mările laterale ale oceanelor, este caracteristică formarea unui facies sapropelic, care apare înaintea sării. Pe de altă parte tocmai faciesul sapropelic este un indiciu al mediului marin, în care se dezvoltă o bogată faună planctonică, încît şi sarea care succedă faciesului sapropelic trebuie considerată de origine marină, deoarece se ştie că în mediul continental, cu mlaştini continentale sau cu lagune ce ar pierde chiar temporar legătura cu marea, nu există decît o faună săracă, iar substanţa organică de regulă este descompusă şi distrusă. Sarea de la Someşeni de culoare cenuşie, cu frecvente intercalaţii argiloase şi conţinut de hidrocarburi, indică faciesul sapropelic.

Lipsa organismelor bentonice şi deficitul de sulfaţi. Lipsa aproape totală a organismelor bentonice din depozitele caracterizate prin prezenţa evaporitelor reprezintă o problemă interesantă insuficient analizată şi neclarificată.

I. Popescu-Voiteşti (1934, p. 51) invocă lipsa resturilor de viaţă marină tocmai ca argument că sarea nu este de origine marină; dimpotrivă, G. Macovei (1932, p. 150—158) atribuie lipsa faunei bentonice pe seama formării mediului de bituminizare, lipsit de oxigen, cînd, ca urmare a descompunerii materiei organice rezultă CO_2 care, imprimînd apei proprietăţi dizolvante, contribuie la distrugerea cochiliilor şi a scheletelor calcaroase. Noi credem însă că în faza presalinogenă predomină procesul de dizolvare a cochiliilor şi o serie de procese care fac improprie dezvoltarea vieţii benctonice. La începutul şi în timpul fazei sapropelice şi apoi în timpul fazei salinogene, ca urmare a descompunerii materiei organice şi sub influenţa unor bacterii sulfuroase, rezultă $(NH_4)_2\ CO_3$ şi CH_4, prezente pretutindeni în mediul marin. Metanul provoacă reducerea sulfaţilor din apa mării după reacţia

$CaSO_4 + CH_4 \rightarrow CaS + 2H_2O + CO_2$. Compuşii rezultaţi reacţionează mai departe între ei producînd carbonat de calciu şi hidrogen sulfurat:

$$CaS + 2H_2O \rightarrow Ca(OH)_2 + H_2S$$
$$Ca(OH_2) + CO_2O \rightarrow CaCO_3 + H_2O$$

Procesele de reducere şi de oxidare se petrec mai ales în partea superficială a apei, de unde o parte din H_2S trece în atmosferă, iar o altă parte rămîne în apa mării, contribuind la toxicitatea mediului şi împiedicînd dezvoltarea organismelor mai superioare. Asemenea procese avînd loc în tot timpul formării depozitelor salifere face ca acestea să nu conţină resturi organice, iar formarea sulfaţilor (gips şi anhidrit) să fie redusă numai în zonele de la periferia de vest a Bazinului Transilvaniei, la Someşeni — Cluj şi în cîteva localităţi cunoscute mai înainte (Copăceni, Hegheşcău, Săndulesti şi Cheia (M. I l i e, 1958, p. 91)), unde pătura de apă infectată cu H_2S era mai subţire sau lipsea, uneori ca urmare a aportului de apă dulce de pe continent care modifică densitatea apei şi concentraţia în săruri. După unii autori (A. L o m b a r d, 1956, p. 195), o succesiune în precipitarea sărurilor se produce şi în sens orizontal, de la comunicarea cu bazinul oceanic spre centrul bazinului de concentrare: calcare, anhidrit, halit şi anhidrit, halit, aşa cum se constată şi în tortonianul din Transilvania.

Prezenţa gipsurilor, în cantitate mai mare în depozitele salifere de la exteriorul Carpaţilor, trebuie pusă pe seama unei legături mai largi a acestor bazine marine cu oceanul, pe cîtă vreme Bazinul Transilvaniei avea un caracter mai închis, prevăzut cu 2—3 căi de comunicaţie cu oceanul încît se acumula H_2S şi se reduceau sulfaţii. Grosimea sării care creşte de la marginea bazinului (12 m la Sinbenedict, 88 m la Cornesti, 99 m la Agnita, 108 m la Someşeni — Cluj) spre centrul bazinului ajungînd la 321 m. la Copşa Mică, 591 m la Sărmaş, 894 m la Sărmăşel (A. V a n c e a, 1960, p. 21) ne obligă să admitem că grosimea sa este în raport cu înălţimea coloanei de apă evaporată şi cu concentraţia în săruri care era mai mare în centru, dar firesţe şi cu deformarea plastică a sării. Depozitele de evaporite de la exteriorul Carpaţilor sînt considerate de majoritatea autorilor (L. M r a z e c şi W. T e i s s e y r e (1902), S. A t h a n a s i u (1916), G. M a c o v e i (1916), D. M. P r e d a (1925, p. 27) numai pentru gipsurile inferioare), M. G. F i l i p e s c u (1930, 1934 şi 1950), I. P ă t r u ţ (1955), V. D r a g o ş (1953, 1955, 1958[2], 1959 şi 1964) ca formate în faza de regresiune de la sfîrşitul ciclului de sedimentare a paleogenului.

Schema aceasta generală nu se aplică însă pentru evaporitele din Bazinul Transilvaniei . T. J o j a (1956) şi V. D r a g o ş (1966) au semnalat că evaporitele paleogene reprezentate prin gipsurile superioare de la Nădaşa, Stîna, Jebuc, Damoş şi Nearşova au luat naştere în timpul transgresiunii eocene ce a dus la formarea calcarului grosier superior. Datele cu privire la evaporitele mioc ne, din Bazinul Transilvaniei se confruntă de asemenea cu imaginea unei transgresiuni. Urmărind raporturile sării cu substratul, constatăm următoarele relaţii, nesemnalate pînă în prezent. Dacă în cîteva puncte se constată o succesiune continuă

[2] *Tectonica regiunii dintre valea Buzăului şi valea Bălăncasa*, Arh. Com. geol., 1958.

de la helveţian (în faciesul stratelor de Hida), la tortonian, trebuie să arătăm că în cele mai multe regiuni se constată dimpotrivă că depozitele tortoniene se aşază peste depozitele din ce în ce mai vechi, burdigaliene, acvitaniene, sau mai vechi, cum este cazul în Dealul Hoia, la nord de Cluj sau între Cluj — Turda şi Alba Iulia.

Următoarele foraje pe care le vom semnala mai jos au întîlnit sarea dispusă direct pe un fundament mai vechi eocen sau triasic.

Sonda de la Mica, în centrul bazinului la adîncimea de 3 916 m a intrat din sare în eocen; la Pogăceaua, în nordul bazinului, la adîncimea de 2 900 m din sare s-a trecut în dolomite triasice. La Ucea şi Agnita, în partea de sud a Depresiunii Transilvaniei, sondele au întîlnit de asemenea sarea dispusă peste dolomite triasice, dar la adîncimi mai mici, de 1 300 m la Ucea şi 1 380 m la Agnita. O asemenea situaţie, în care depozitele cu evaporite marchează o transgresiune, ca şi în eocen, trebuie pusă pe seama unor compartimente ce executau uşoare ridicări, revărsînd apele pe teritorii din ce în ce mai largi. Adîncimea bazinului era însă de ordinul a cîteva sute de metri, iar condiţiile climatice favorabile precipitării evaporitelor. În cadrul depresiunii principale existau depresiuni marginale în care se creau condiţii favorabile precipitării întregii serii de evaporite, de la carbonaţi la cloruri, cum s-a întîlnit în forajul de la Someşeni. Întrucît în urma forajelor practicate în Bazinul Transilvaniei de Ministerul Petrolului s-a constatat că sarea se întinde pe întregul bazin, trebuie să arătăm că de fapt această depresiune intermontană nu reprezintă doar o lagună cu adîncimea mică, ci un veritabil bazin marin, în care adîncimea putea să fie în jurul a 200 m, şi care avea o legătură permanentă cu oceanul. În decursul evoluţiei sale, acest bazin a avut frecvente mişcări pe verticală, cînd sedimentarea marină a fost întreruptă de sedimentări continentale dominate de un climat arid, reflectat în respectivele depozite roşii ale paleogenului (A. Koch, 1894—1900; T. Joja, 1956; Gr. Răileanu, 1955; V. Dragoş, 1966). În timpul paleogenului s-au format cîteva lentile de evaporite, ce urmează fazele continentale situate la două nivele stratigrafice. Spre deosebire de acestea, evaporitele miocene sînt intercalate în depozite marine cu variaţiile de facies descrise mai jos.

După o uşoară încetinire a scufundării bazinului în timpul precipitării evaporitelor, scufundarea se accelerează din nou, iar sedimentarea dă naştere la depozite de peste 3 000 m grosime, ceea ce nu concordă cu un regim de lagune litorale superficiale ci cu un adevărat bazin marin, supus unor mişcări de subsidenţă aşa cum a arătat M. Ilie (1955) şi cum şi-a imaginat H. Borchert (1959, p. 16) marea permo-triasică din Germania de nord, pentru care calculele au indicat o adîncime de 860 m la începutul formării sării.

Condiţiile paleoclimatice. Culoarea cenuşie închisă a intercalaţiilor argiloase frecvente în masa sării de la Someşeni arată că a dominat un climat cald şi umed, condiţii care după J. Bourcart şi J. Ricourt (1952) au condus la formarea evaporitelor din triasicul din Germania, spre deosebire de climatul cald-arid din Zechstein. De altfel, un asemenea punct de vedere nu trebuie să ne surprindă, întrucît el a devenit clasic, A. Lombard (1956, p. 196 — 197) acordînd egală

importanță atît lagunelor în mediu arid, cît și lagunelor în mediu umed. Referindu-ne numai la temperatura care influențează precipitarea soluțiilor simple, sărurile sînt termofile cînd solubilitatea lor scade o dată cu creșterea temperaturii sau cînd solubilitatea rămîne constantă independent de temperatură. Cînd solubilitatea sărurilor crește o dată cu creșterea temperaturii ele sînt criofile.

Atragem atenția că în cazul soluțiiilor complexe caracterul sărurilor este variabil. O sare are un caracter termofil sau criofil în funcție de prezența în soluția complexă, în anumite proporții, a celorlalte săruri. Din acest punct de vedere clarificarea problemei noastre este dificilă pentru motivul că tocmai soluția NaCl este un exemplu al cărui caracter se modifică după compoziția chimică a soluției. Soluția simplă de NaCl este criofilă, deci precipită la rece. De asemenea, este criofilă și soluția în care domină NaCl. Dar în momentul cînd în soluția complexă pe lîngă NaCl intervine K, Cl, H și Mg caracterul celei dintîi se schimbă; dacă participarea KCl depășește un anumit procent, soluția de NaCl devine termofilă. Ținînd seama de această comportare a soluțiilor cu compoziție chimică diferită putem considera că formarea evaporitelor de la exteriorul Carpaților și din Bazinul Transilvaniei a putut avea loc în condiții climatice diferite.

Sarea gemă, din acvitanianul de la exteriorul Carpaților s-a format în condiții de temperatură ridicată și climă aridă, deoarece în apa mării tebuie să se fi găsit un procent mai ridicat de KCl, condiție care a imprimat soluției de NaCl caracter termofil. De altfel, condițiile aride din acel timp se reflectă și în caracterul rocilor detritice singenetice cu sarea. Or, după formarea sărurilor complexe de la exteriorul Carpaților, a căror vîrstă este recunoscută de majoritatea autorilor ca anterioară sării geme din Transilvania, apa mării a sărăcit în ioni de K și Mg. Într-o asemenea apă marină, dimpotrivă soluția de NaCl a căpătat caracter criofil și a precipitat la o temperatură mai coborîtă și într-un climat umed. După depunerea sării, Bazinul Transilvaniei și-a reluat mișcarea de coborîre încît formarea evaporitelor s-a oprit în acest stadiu, pe cîtă vreme condițiile ce au dominat formarea evaporitelor de la sfîrșitul paleogenului din exteriorul Carpaților au provocat concentrarea apei pînă la stadiul de săruri de potasiu în care D. Rădulescu (1954) a identificat polihalit, kainit, carnalit, leomit și picromatit, ultimele două provenind însă printr-un metamorfism al sărurilor primare.

Fundamentul pretortonian. Condițiile deosebite în care se găsește sarea de la Someșeni, față de cea din interiorul bazinului trebuie puse pe seama unor mici bazine periferice, care înconjurau probabil principalul bazin de subsidență. Pentru a ne face o imagine mai reală a configurației acestui bazin, trebuie să admitem că fundamentul Bazinului Transilvaniei nu avea forma unei cuvete largi cu pantă domoală și uniformă. M. Drăghiceanu (1923) a semnalat existența unor linii tectonice, care ar afecta fundamentul. Anomaliile gravimetrice puse în evidență de Sc. Stoenescu și M. Ilie (1955) pentru partea de sud-vest a Bazinului Transilvaniei, precum și anomaliile gravimetrice și magnetice, decelate de I. Gavăt și colab. (1963), pentru întregul bazin, indică de asemenea un relief cristalin, consecință a unei tectonici rupturale.

Fundamentul cristalin şi cuvertura sa mezozoică a fost afectată de mişcări care au provocat frecvente variaţii de facies, chiar pe distanţe mici, precum şi eroziunea parţială a unor termeni, sau o tasare diferenţială după cum reiese din lucrări de foraj. Astfel, în trei sonde forate la est de Dej, la Sînbenedic, se află următoarea litologie: sonda nr. 1 pe intervalele 18—24m şi 41—57 m a întîlnit sare. Sonda nr. 2 nu a întîlnit sare, ci numai strate subţiri de gips la adîncimea de 65 m, iar sonda nr. 3 a întîlnit sare între 76 şi 88 m, iar între 100 şi 120 m a întîlnit tuf de Dej sub care se află marne cu intercalaţii subţiri de gips. Sonda nr. 1 de la Ocna Dejului a întîlnit sare pe intervalul 25—67 m, între 67 şi 120 m tuf de Dej, iar mai jos argile helveţian-burdigaliene. O sondă executată la Tiur, lîngă Blaj, ne dă şi mai evident imaginea mişcărilor tectonice oscilatorii, deoarece atît sarmaţianul, cît şi tortonianul prezintă parţiale erodări reflectate din următoarele date: limita pliocen-sarmaţian s-a întîlnit la adîncimea de 128 m, iar limita sarmaţian-tortonian, la adîncimea de 215 m. Între adîncimile de 224,40 şi 226 m s-a găsit gips cu duritate mai ridicată (alabastru), de la 226 la 229,5 m marne cu gips; de la 229,5 m la 231 m gips alburiu; între 231 şi 233 m s-au găsit tufuri şi argile verzui indicînd orizontul tufului de Dej. Mai jos sonda s-a oprit în argile şi nisipuri roşcate-verzui, care indică helveţian-burdigalianul[3]. Remarcăm faptul că peste tuful de Dej se găseşte doar un pachet de 11 m cu gipsuri, iar sarea lipseşte. De altfel tortonianul nu apare decît cu partea sa inferioară cu o grosime de 13,60 m, iar sarmaţianul apare prin partea superioară, cu o grosime de 87 m. Denivelările diferitelor compartimente din bazinul Transilvaniei se reflectă de altfel şi în grosimile sensibil diferite ale depozitelor neogene, chiar acolo unde sedimentarea a fost continuă. Ele ar fi determinate însă, după cum afirmă şi C. Gheorghiu şi colab. (1962) pentru culoarul Mureşului de o tasare diferenţială a depozitelor neogene. Astfel, intervalul dintre tuful de Ghiriş şi tuful de Bazna are o grosime de 220 m în sonda de la Hamba situată între localităţile Slimnic şi Şura Mare, iar în alte locuri acest interval este mult mai mare, 900 m la Noul Săsesc, 920 m la Copşa Mică şi 900 m la Saroş şi 850 m la Bogata de Mureş după cum rezultă din datele de foraj (fig. 3).

Pe baza acestor date şi pe baza concepţiei ce avem despre deformările rupturale, cum este cea care a provocat formarea Bazinului Transilvaniei, ne considerăm îndreptăţiţi să arătăm că de fapt a existat un sistem de falii conjugate, falii radiale şi falii poligonale, între care compartimentele respective aveau denivelări diferite şi în care formarea evaporitelor începea şi se termina în stadii diferite. Într-un asemenea compartiment mai ridicat, concentrarea apei a putut merge pînă la ultimul stadiu cînd s-a produs şi precipitarea unora din sărurile de potasiu şi magneziu. În acest mod se poate explica de ce sarea de la Someşeni nu prezintă nici măcar urme de potasiu şi magneziu, de ce nici unul din forajele ce au atins sarea în restul Bazinului Transilvaniei n-au întîlnit suita sărurilor complexe de K şi Mg şi de ce totuşi pe un mic sector, din partea de est a bazinului, la Mărtiniş, a fost pusă în evidenţă, în ultima vreme, o anomalie geochimică pozitivă, caracterizată prin prezenţa ionilor de K şi Mg. După depunerea sării geme cea mai mare parte din bazin s-a scu-

[3] Aceste date de foraj mi-au fost comunicate de D. Ciupagea.

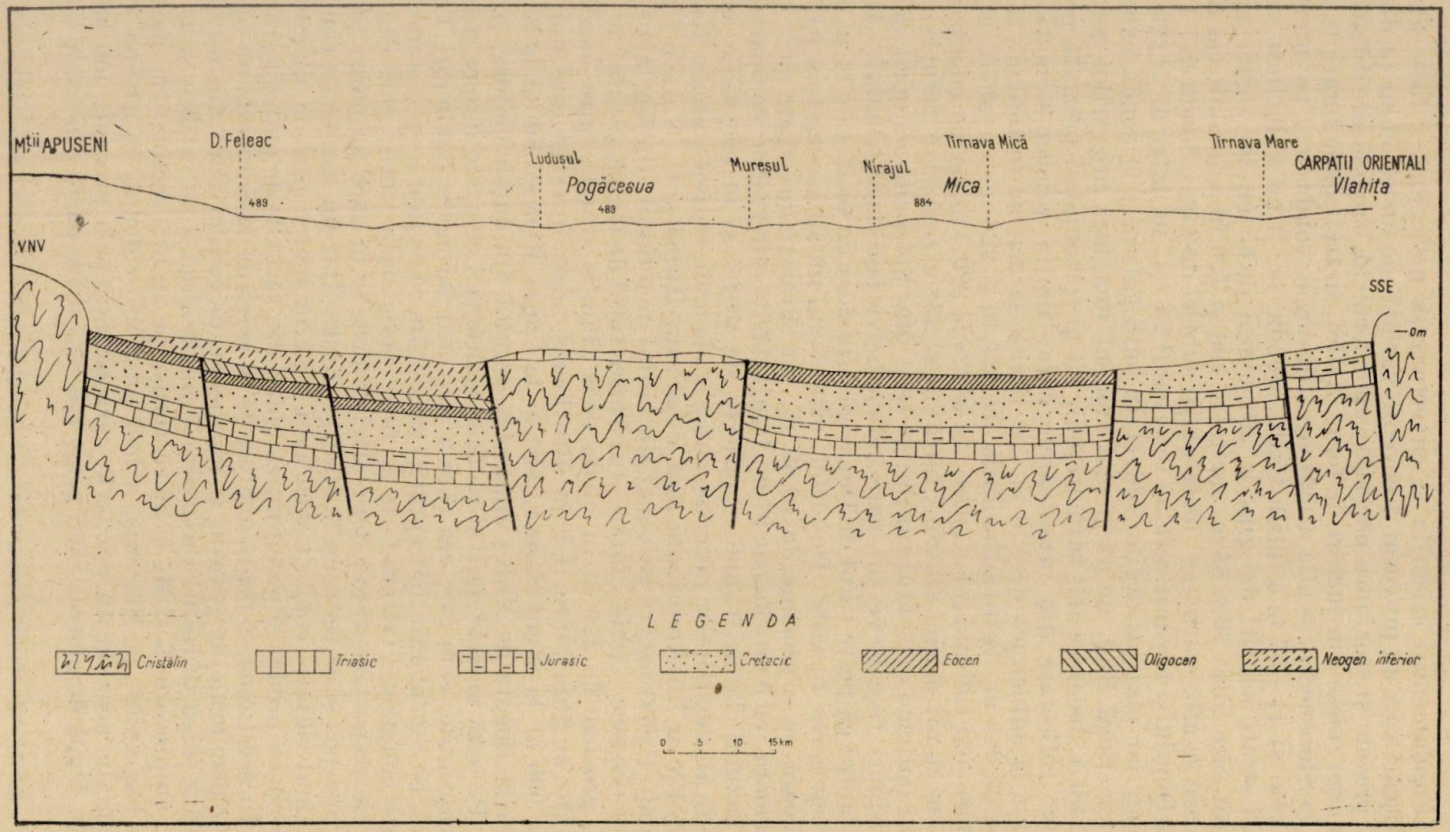


Fig. 3. — Secțiune ipotetică prin Bazinul Transilvaniei la începutul formării evaporitelor miocene.

fundat, în afară de un compartiment din partea sa de est, care a rămas ridicat și în care concentrația apei s-a accentuat pînă la saturație și pentru sărurile complexe de K și Mg.

În acest sens și alți autori (H. B o r c h e r t , 1959, p. 21) susțin că tectonica locală este hotărîtoare pentru formarea sedimentelor, întrucît o ridicare sau coborîre locală, chiar extrem de mică, determină condițiile de sediment are, pe cîtă vreme tectonica de ansamblu, care ar ridica un masiv muntos de 4 000 m înălțime, cu încă 1 000 m, sau dacă un bazin marin cu adîncimea de 4 000 m s-ar scufunda cu încă 1 000 m, nu ar influența aproape de loc procesul de sedimentare.

Paleogeografia tortonianului. Problema comunicării apei din oceanul mondial, aflat la exteriorul Carpaților, cu marea internă ce ocupa Bazinul Transilvaniei, pusă în discuție de M. P a u c ă (1967), merită toată atenția, dar pentru rezolvarea ei, va tebui să reflectăm la alte soluții.

Noi credem că Bazinul Transilvaniei nu reprezenta o mare atît de închisă cum și-a imaginat-o M. P a u c ă , iar comunicarea cu exteriorul printr-un curent cu sens unic nu poate fi susținută numai pe baza prezenței tufului dacitic tortonian din regiunea Rîmnicu-Vîlcea—Ocnele Mari cu grosimea de circa 200 m, căci acesta nu este singurul tuf prezent în această regiune.

Am arătat încă din 1950, că pe valea Oltului tuful dacitic apare din oligocen și se întîlnește, cu diferite grosimi, în toate seriile următoare pînă în sarmațian inclusiv. Ca răspîndire pe orizontală, tufurile dacitice se întîlnesc în Depresiunea Getică pînă în valea Argeșului, precum și în grabenul Brezoi—Titești—Cîmpulung Muscel. Mai la răsărit, tuful dacitic se întîlnește de asemenea din oligocen (stratele de Podul Morii) pînă în tortonian, în toată zona de la exteriorul Carpaților, pînă în Moldova. Prin urmare, reiese că la exteriorul Carpaților sînt erupții de dacite mai vechi decît în Transilvania și apar la mai multe nivele. Or în acest caz, este greu de admis că ele ar proveni de la aparate vulcanice situate în interiorul arcului carpatic. Pentru acest motiv, am considerat (1959), că aceste erupții ar proveni de la focare extracarpatice, problemă ridicată anterior de I. P o p e s c u - V o i t e ș t i (1935) și susținută cu multe argumente de M. G. F i l i p e s c u (1944) și pentru regiunea de la curbura Carpaților. Dacă am admite că la formarea tufurilor dacitice de la exteriorul Carpaților au contribuit și cenuși vulcanice provenite de la erupții din Transilvania, ar trebui să admitem că acest material a fost transportat pe cale aeriană, întrucît numai așa se poate explica răspîndirea sa din Depresiunea Getică pînă în Bucovina.

Un transport pe cale marină, așa cum a arătat M. P a u c ă (1967) este greu de presupus. Grosimea mare (circa 200 m) a orizontului de tuf dacitic de pe valea Oltului a constituit pentru noi (1959) tocmai un argument pentru a presupune existența unor aparate vulcanice în acea regiune. Dar chiar dacă am presupune o comunicare a mării din Bazinul Transilvaniei cu exteriorul pe valea Oltului și pe la Curbura Carpaților, nu credem că această comunicare a putut avea loc printr-un curent marin cu sens unic, care ar fi pătruns în Bazinul Transilvaniei prin regiunea de curbură și ar fi ieșit pe valea Oltului. Comunicarea pe aceste două căi s-ar fi putut face însă nu printr-un curent unic, ci prin curenți de suprafață, care duceau apele mai diluate de la exteriorul

Carpaților, la interior în Bazinul Transilvaniei și prin curenți de adîncime care ar fi venit cu material cineritic în suspensie din Transilvania la exteriorul Carpaților.

Considerăm însă că Bazinul Transilvaniei a mai comunicat cu Depresiunea Panonică pe valea Mureșului, așa cum admit majoritatea autorilor. Observația lui M. P a u c ă (1967) că „nici în Depresiunea Panonică și nici în culoarul Mureșului nu se găsesc depozite de sare gemă" este interesantă, dar explicația trebuie pusă nu pe seama unei lipse de comunicație între cele două bazine, ci tocmai pe seama unei circulații intense a apei, circulație care nu permitea concentrarea apei și precipitarea sărurilor. De altfel, prezența unei faune de moluște în tortonianul din culoarul Mureșului pledează și ea pentru un mediu marin normal, aerat, în care au existat condiții prielnice de viața bentonică. Lucrările de foraje hidrogeologice, executate de I.B.F. la Sărata—Deva, au pus în evidență[4] o apă clorosodică a cărei concentrație crește continuu sub orizontul tufului de Dej și care se mineralizează deci la un nivel mai inferior.

Este posibil ca Bazinul Transilvaniei să fi comunicat cu Depresiunea Panonică și prin partea sa de nord-vest, dintre Munții Apuseni și Munții Bihor. Insulele de șisturi cristaline care constituie munții Meseșului, Munții Țicăului și Munții Preluca, cu depozitele paleogene pe care le suportă, au avut probabil unele strîmtori prin care apele Bazinului Transilvaniei aveau comunicări înguste cu Depresiunea Panonică (fig. 4).

Problema existenței petrolului în Bazinul Transilvaniei. În această problemă autorii sînt împărțiți în două grupe opuse. Unii care contestă prezența petrolului în Bazinul Transilvaniei și alții care cred în posibilitatea existenței lui. M. D r ă g h i c e a n u (1923) a fost primul care a susținut ideea că gazele naturale din Transilvania provin din distilarea petrolului, sub influența căldurii enorme degajate de erupțiile vulcanice neogene, încît în prezent nu se mai găsesc hidrocarburi lichide. Mai tîrziu Ș t . A i r i n e i (1957), susținînd originea vulcanică a gazului metan, pe baza detectării unor mase magnetice situate sub principalele cîmpuri gazeifere, nu vede posibilă legătura acestora cu petrolul. L. M r a z e c și E. J e k e l i u s (1927), legînd geneza gazului metan de depozitele pelitice sarmațiene și tortoniene superioare, consideră depozitele de gaze ca fiind în loc, acumulate de intercalațiile nisipoase dintre marne și argile încît ele nu au legătură cu zăcăminte de petrol. G. M a c o v e i (1938, p. 291), referindu-se la relația dintre gaze și zăcămintele de petrol legate de formațiuni mai profunde, consideră ca utilă dirijarea explorărilor pentru depozitele miocenului inferior sau chiar ale oligocenului unde există roci-mamă reprezentate la zi, în nordul bazinului, prin stratele de Ileanda. Raportul de succesiune între geneza sapropelitelor și a evaporitelor, demonstrat mai s is, și a prezenței hidrocarburilor în masa sării, considerăm că poate să constituie baza teoretică a importanței problemei de ordin economic cu privire la existența petrolului în subsolul Transilvaniei. Faza sapropelică ce precede formarea evaporitelor poate să prezinte interes practic. Datorită însă faptului că tectonica cuvetei este determinată

[4] V. Dragoș, *Studiul și explorarea hidrogeologică a apelor clorosodice de la Sărata—Deva* (sub tipar).

de plasticitatea sării și este produsă de la nivelul sării în sus, rocile-mamă de petrol, aflate sub sare, nu prezintă deformări tectonice plicative. Pe baza acestor considerente credem că ar putea exista petrol, dar el se află

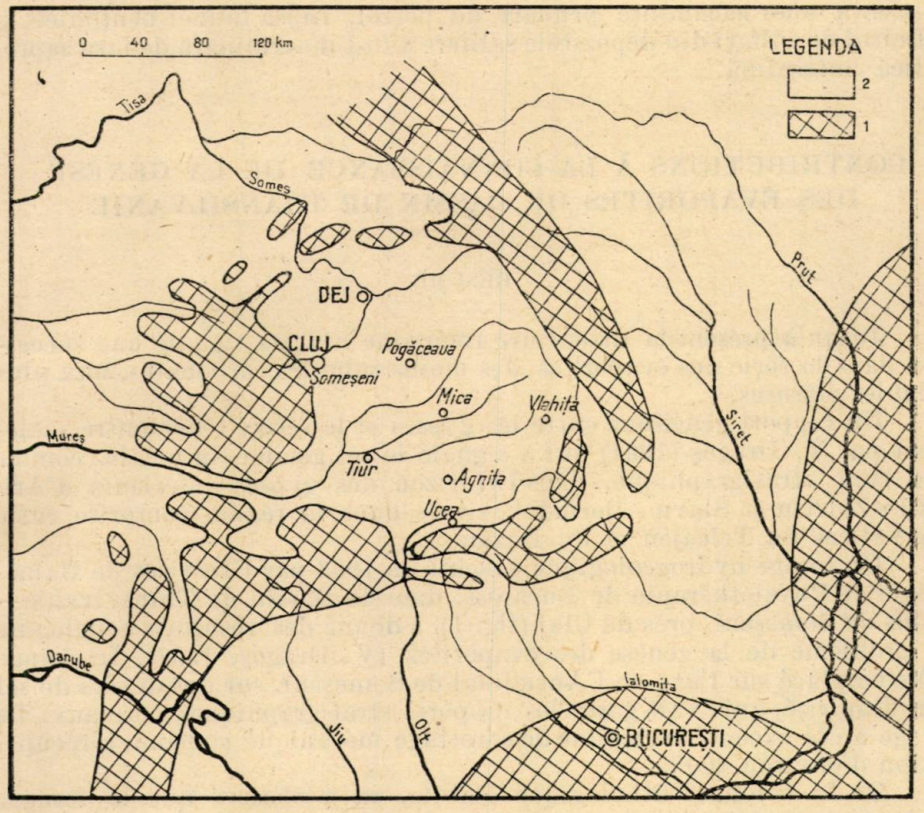


Fig. 4. — Schița paleografică a teritoriului României în tortonian.

în zăcăminte primare ecranate stratigrafic și legate genetic nu numai de șisturile disodilice, cum credea G. M a c o v e i ci și de prezența oricăror formațiuni pelitice mai vechi decît sarea gemă.

Urmărirea relațiilor legate de geneza evaporitelor, va permite, în viitor, cercetătorilor clarificarea unor probleme interesante, care au fost neglijate pînă în prezent.

Concluzii. Din cele expuse mai sus, se desprind următoarele concluzii: forajul I. B. F. de la Someșeni—Cluj a pus în evidență pentru prima dată suita de evaporite: carbonat de calciu sub formă de șisturi calcaroase, gips primar și sare gemă. Sub evaporite n-a fost întîlnit tuful de Dej. Forajele executate pînă acum au întîlnit numai sare dispusă direct peste tuful dacitic. Analizele chimice ale sării au pus în evidență prezența ionilor de I și Br și a unor mici cantități de hidrocarburi. Absența ionilor de K și Mg din masa sării indică un stadiu puțin avansat de concentrare a apei. Bazinul Transilvaniei nu era o lagună obișnuită ci o mare epicontinentală închisă, cu o adîncime de 300—400 m, supusă unei mișcări

de subsidenţă. Sarea este dispusă transgresiv pe un relief premiocen. Fundamentul este faliat, iar diferitele sale compartimente au executat mişcări de ridicare diferenţială, determinînd grosimi diferite ale unor termeni; sarea a urmat unei faze sapropelice, ceea ce arată ca probabilă existenţa unor zăcăminte primare de petrol. Lipsa faunei bentonice şi deficitul de sulfaţi din depozitele salifere a fost determinată de faza sapropelică antesalină.

CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DE LA GENÈSE DES ÉVAPORITES DU BASSIN DE TRANSILVANIE

RÉSUMÉ

Jusqu'à présent la littérature roumaine n'a pas signalé une succession dans la série des évaporites des moins solubles-carbonates, aux plus solubles-clorures.

Un rapport génétique entre les gypses et le sel a é tédémontré seulement par V. Dragoş (1964) qui a signalé le sel gemme intercalé, comme une lame stratigraphique, dans l'Horizon des gypses inférieurs d'Aricești—Zeletin et Slavu—Berindel, situés dans la région comprise entre les Vallées du Teleajen et du Buzău.

Un forage hydrogéologique exécuté en 1963 par l'Institut de Balnéologie et Physiothérapie de Bucarest, dans le Bassin de Transylvanie—Bains de Someşeni, près de Cluj (fig. 1), a donné des résultats concluants au problème de la genèse des évaporites (V. Dragoş, 1967). Le forage a été emplacé sur l'axe de l'Anticlinal de Someşeni, sur des dépôts de sel non diapirisé, qui avait gardé les rapports stratigraphiques normaux. Le forage a été exécuté en régime de carottage mécanique continu, à récupération d'environ 100%.

De la colonne lithologique établie, on a observé que le forage, après avoir traversé le sel gemme, a rencontré encore un paquet d'évaporites, de 4—5 m d'épaisseur. La sucéesssion rencontrée de haut en bas est indiquée dans la figure 2.

De l'étude du A. Vancea (1960), il résulte que dans tous les forages exécutés jusqu'à présent dans le Bassin de Transylvanie le sel se trouve directement sur une couche épaisse de tuf dacitique à Globigérines et non sur une succession d'évaporites, comme dans le forage de Someşeni, décrit-ci-dessus.

L'analyse chimique de 12 échantillons de sel, récoltés de 10 en 10 m prouve la présence dans la masse du sel des ions iode et brome (de 0,50—2,28 mg/kg I et de 3—12 mg/kg B), fait qui plaide également en faveur de l'origine marine. Une autre analyse chimique du sel indique une teneur en hydrocarbures (méthane plus de 95%) et démontre aussi son origine marine, carce n'est que dans un milieu marin que se développe une faune riche de plancton génératrice de hydrocarbures, la phase sapropélique, qui précède la phase salinogène. L'absence en ions K et Mg de la masse du sel, résultée d'une autre analyse chimique, indique un stade de concentration de l'eau marine peu avancé.

En vertu des données susmentionnées, nous expliquons deux situations de terrain, liées aux formations salifères de Roumanie: 1) le manque total des macroorganismes benthoniques des dépôts caractérisés par la présence des évaporites connues dans la littérature roumaine sous le nom de dépôts salifères (Aquitanien-Burdigalien-Helvétien et Tortonien); 2) le développement insuffisant des sulfates dans les dépôts salifères de Transylvanie.

Le manque des restes de la faune benthonique des dépôts salifères est dû à l'infection du milieu marin, comme une conséquence de la décomposition du matériel organique, dans la phase sapropélique qui précède la genèse des évaporites, vu que dans un milieu euxinique la faune benthonique ne peut se développer.

La présence du méthane provoque en même temps aussi la réduction des sulfates de l'eau de la mer.

Les processus de réduction et d'oxydation ont lieu surtout dans la partie superficielle de l'eau, d'où une partie de H_2S passe dans l'atmosphère et une autre partie reste dans l'eau de la mer, contribuant à la toxicité du milieu et empêchant le développement des organismes benthoniques, ainsi que la formation des sulfates.

Les quantités réduites de sulfates se trouvent seulement dans la zone de périphérie ouest du Bassin de Transylvanie à Someşeni-Cluj, Copăceni, Hegheşcău et Sănduleşti et doivent être mises sur le compte de l'apport de l'eau douce du continent, qui réduisait la couche d'eau infectée de H_2S ou bien faisait défabut.

Ces considérations nous portent à croire qu'au début de la formation des évaporites miocènes, la mer qui occupait le Bassin de Transylvanie avait le caractère d'une mer épicontinentale et non pas celui d'une simple lagune. La présence des gypses en quantité plus grande dans les dépôts salifères situés à l'extérieur des Carpates est due à une accumulation plus réduite de H_2S, vu que dans cette région la mer correspondait avec l'océan.

En partant des rapports de discordance du Miocène avec les formations plus anciennes des environs de Cluj, nous démontrons le caractère transgressif du sel miocène, ainsi que celui des gypses éocènes du Bassin de Transylvanie (V. Dragoş, 1967). D'ailleurs, la transgression du sel peut être également démontrée par les données obtenues des forages exécutés en différents endroits de la Transylvanie.

Ainsi, on a constaté qu'à Pogăceaua, dans le centre du bassin, à Ucea et à Agnita au sud, à la bordure du bassin, la couche du sel gemme est disposée sur un soubassement de dolomies triasiques et à Mica, dans le centre du bassin, la couche de sel se trouve sur l'Éocène. Ce n'est que dans la partie septentrionale du bassin que le sel gemme se trouve en continuation de sédimentation avec les dépôts du Miocène inférieur (fig. 3).

La transgression du sel est due aux mouvements tectoniques rupturaux qui ont produit plusieurs fractures, dont quelques-unes très profondes ont affecté non seulement la couverture sédimentaire, mais même le soubassement cristallin (fig. 3). L'épaisseur variée de la couverture du sel gemme, ainsi que la présence des ions K et Mg, mises en évidence par l'anomalie géochimique de Mărtiniş, doivent être attribuées à

une mobilité inégale des différents compartiments du soubassement qui ont oscillé sur la verticale.

Comme les évaporites de l'extérieur des Carpates se trouvent dans des dépôts dont la couleur dominante est rouge-brique, nous considérons, comme les autres auteurs roumains qu'elles se sont formées sous un climat chaud et aride.

Tenant compte de la présence de nombreuses intercalations argileuses de couleur gris clair, dans la masse du sel gemme de Someşeni-Cluj, nous croyons que les évaporites de Transylvanie ont pris naissance sous un climat chaud et humide, comme se sont formés, d'après Borchert, les sels du Trias allemand.

Les conditions climatiques différentes qui ont régi la formation des évaporites de ces deux unités structurales de Roumanie auraient l'explication suivante :

Dans l'eau de la mer aquitanienne de l'extérieur des Carpates se trouve un pour-cent plus élevé en ions K et Cl. En présence d'un certain pour-cent en ions K et Cl la solution de NaCl a un caractère thermophyle et précipite à une température élevée et dans un climat aride.

Après la précipitation des sels complexes de K et de Mg, qui a eu lieu à la fin de l'Aquitanien, les eaux de l'extérieur des Carpates sont appauvries en ions K et Mg. Dans une telle eau marine qui, au Miocène, avait pénétré en Transylvanie, la solution de NaCl a pris au contraire un caractère cryophyle et a précipité à une température plus basse et dans un climat humide.

En nous rapportant à la communication de la mer miocène du Bassin de Transylvanie avec l'océan de l'extérieur des Carpates, nous considérons qu'elle a eu lieu à l'E dans la vallée du Mureş, au N parmi les îles de cristallin des monts de Mezeş, au S dans la vallée de l'Olt entre Turnu Roşu et Brezoi, ensuite de là, par le nord de la crête de Cozia, à Cîmpu-Lung-Muscel, il n'est pas exclu qu'il ait existé une communication aussi au SE à la courbure des Carpates car à cette date les nappes du flysch des Carpates Orientales n'étaient pas accomplies (fig. 4).

La communication entre la mer du Bassin de Transylvanie et l'Océan de l'extérieur des Carpates ne se faisait pas par un courant à sens unique qui aurait entré en Transylvanie par la courbure des Carpates et aurait sorti par la vallée de l'Olt. Nous croyons que l'eau de la mer de l'extérieur des Carpates pénétrait en Transylvanie par des courants de surface et sortait par des courants de profondeurs.

Les relations de phase sapropélique et salinogène, démontrées ci-dessus, nous autorisent à considérer possible l'existence dans le Bassin de Transylvanie des gisements primaires de pétrole situés dans les dépôts sous-jacents du sel gemme.

BIBLIOGRAFIE

Airinei Şt. (1957), *Asupra anomaliei magnetice regionale din centrul Bazinului Transilvaniei*, Bul. şt. Secţ. geol.-geogr., *2*.

Athanasiu S. (1916), *Discuţiune asupra vîrstei formaţiunii salifere din România*, D.S. Inst. geol. Rom., V (1913–1914).

BORCHERT H. (1959), *Ozeane Salzlagerat atten*, Gebrüder Bornträger, Berlin.
BOURCART J. et RICOURT J. (1952), *Une hypothèse sur les conditions de sédimentation des niveaux salifères du Trias*, C.R. Séances. Soc. Géol. Fr., *3, 4*, Févr., 37—38.
COBĂLCESCU GR. (1887), *Despre originea și zăcămintele de petrol în general și în particular în Carpați*, Discurs de recepție la Academia Română, București.
CIUPAGEA D. (1935), *Nouvelles données sur la structure du bassin transylvain*, Bull. Soc. rom. Géol., **II**.
COSTE E. (1904), *The Vulcanic Origin of Natural Gas and Petroleum*, Canad. Min. Inst. Journ., **6**.
DRAGOȘ V. (1953), *Cercetări geologice asupra regiunii dintre rîul Topolog și Olt*, D.S. Com. geol., **XXXVII** (1949—1950).
— (1955), *Asupra structurii geologice a regiunii dintre rîul Topolog și valea Olănești*, D.S. Com. geol., **XXXIX**.
— (1966), *Paleogenul din regiunea Călățele—Huedin*, An. Com. geol., **XXXV**.
— (1964), *Tectonica regiunii dintre valea Teleajenului și valea Lopatna*, D.S. Com. geol., *I* (partea I).
— (1967), *Studiul și explorarea hidrogeologică a apelor sărate de la Someșeni — Cluj*, St. cerc. baln. -fiziot., **VIII**.
DRĂGHICEANU M. (1923), *Tectonica Transilvaniei. Liniile tectonice ale bazinului Transilvaniei cu privire la emanațiile gazului metan și ale acidului carbonic, la ivirea apelor termale și minerale reci, la cursul apelor superficiale și la mișcările seismice*, D.S. Inst. geol. Rom., **XI**.
FILIPESCU M.G., (1930), *A propos de l'Aquitanien entre les vallées de Teleajen et de Doftana*, D.S. Inst. geol. Rom., **II**.
— (1934), *Cercetări geologice între Valea Teleajenului și Valea Doftanei*, teză, București.
— (1935), *Sur la présence et l'origine des calcaires des formations gypsifères dans les Subcarpates*, Lab. Min. gen., Univ., **I**.
— (1944), *Problema vulcanismului extracarpatic*, Rev. Muz. min. geol., Univ. Cluj, **XXXIII**, *I*.
— (1950), *Vîrsta complexului gipsurilor inferioare din Subcarpați*, Natura, **II**, *6*.
FLANDRIN J. (1955), *Géologie du pétrol*, Lyon.
GAVĂT I. (1964), *Geologia petrolului și a gazelor naturale*, Edit. didactică și pedagogică, București.
GAVĂT I., AIRINEI ȘT. , BOTEZATU R., SOCOLESCU M., STOENESCU SC. și VENCOV I. (1963), *Structura geologică profundă a teritoriului R.P.R. după datele actuale geofizice (gravimetrice și magnetometrice)*, St. cerc., geol., **I**, *2*.
GHEORGHIU C., ZBEREA A., VISARION M. și CALOTĂ C. (1962), *Date noi asupra structurii Bazinului inferior al Streiului ca rezultat al cercetărilor geologice și geofizice*, An. Com. geol., **XXXIII**.
GHEORGHIU C., CALOTĂ C., ZBEREA A. (1963), *Aspecte tectonice ale culoarului Mureșului*, Asoc. geol. carp.-balc. Congr. V., București, *IV*.
GOLYER L. (1926), *Geology of Salt Dome Oilfields*, Americ. Ass. of Petrol-Geol., Chicago.
HAGER L. (1904), *The mounds of the Southern Oil Fields*, Eng. and Min. Journ., **78**.
ILIE M. (1955), *Cercetări geologice în Bazinul Transilvaniei (reg. Alba Iulia — Sibiu — Făgăraș — Rupea)*, An. Com. geol., **XXVIII**.
ILIE M. (1957), *Recherches géologiques dans la région Cluj — Cojocna — Ocna Mureșului — Aiud*, Ann. Com Géol., **XXIV**.
— (1958), *Podișul Transilvaniei*, Edit. Științifică, București.
JOJA T. (1956), *Cîteva observații de ordin stratigrafic asupra regiunii din jurul orașului Jibou*, An. Com. geol., **XXIX**.
KOCH A. (1894—1900), *Die Tertiärbildungen der Beckens der Siebenbürgischen Landesteile, I—II Palăogen und Neogen*, Budapesta.
LOBONȚIU E., SELAGIAN V. (1926), *Asupra problemei sării în Transilvania*, D.S. Inst. geol. Rom., **VIII**.
LOMBARD A. (1956), *Géologie sédimentaire*, Paris.
MACOVEI G. (1916), *Poziția stratigrafică și tectonică a zăcămintelor de sare din România*, D.S. Inst. geol. Rom., **VII**.
— (1932), *L'origine du pétrole des Carpates Orientales et ses roches mères*, Bul. Soc. rom. geol., **I**.
— (1938), *Les gisements de pétrole*, Masson, Paris.
MERUȚIU V. (1912), *Sarea în pămîntul românesc*, București.

MRAZEC L. (1907), *Despre formarea zăcămintelor de petrol*, Discurs de recepţie la Academia Română, Bucureşti.

— (1912), *Note préliminaire sur la salinité des marnes miocènes du Bassin Transylvaine*, Acad. Rom., Bulletin Section Scientifique, **XVII**, *10*.

— (1923), *Despre compoziţia apelor de zăcământ şi originea iodului lor*, D.S. Inst. geol. Rom., **VI**.

MRAZEC L. şi TEISSEYRE W. (1902), *Privire generală asupra formaţiunii salifere şi zăcămintelor de sare din România*, Monit. Petrole Roum.

MRAZEC L. et JEKELIUS E. (1927), *Aperçu sur la structure du bassin neogène de Transylvanie et sur les gisements de gaz*, Guide des excursions, Ass. pour l'Avancement de la Géologie des Carpates, Bucureşti.

MURGOCI G. (1921), *Date noi relative la zăcămintele petrolului* An. min. Rom., **IV**.

OCHSENIUS K. (1877), *Die Bildung der Steinsalzlager und ihrer Mutterlaugensalze*, Halle.

PAUCĂ M. (1952), *Depozitele miocene presarmaţiene din regiunea de curbură a Carpaţilor*, An. Com. geol., **XXIV**.

— (1967), *Contribuţii la cunoaşterea zăcămintelor de săruri miocene din România*, D.S. Inst. geol. Rom., **LIII** (partea a II-a).

PĂTRUŢ I. (1955), *Geologia şi tectonica regiunii Vălenii de Munte — Cosminele — Buştenari*, An. Com. geol., **XXVIII**.

POPESCU-VOITEŞTI I. (1921), *Sur l'origine du sel et les rapports tectoniques des massifs de sel avec les gisements de pétrole en Roumanie*, Bull. Soc. Géol. de France, Paris, 4e série, **XXI**, 48—37.

— (1934), *Noţiuni de geologia zăcămintelor de sare*, Rev. Muz. geol.-min., Univ. Cluj, **V**. *1*,.

— (1936), *Evoluţia geologică şi paleogeografică a Pământului Românesc*, Rev. Muz. geol.-min., Univ. Cluj.

— (1938), *Sur l'existence d'un cône volcanique de ces cendres dacitiques à Ocnele Mari (Vîlcea)*, C.R. Acad. Sci. de Roum., **II**, 5, p. 541—545.

POSEPNY FR. (1867), *Studien aus des Salinargebiet Siebenbürgens*, Jahser. d. k.k.geol. R.A., Viena, **XXI**.

PREDA D.M. (1925), *Geologia şi tectonica părţii de răsărit a jud. Prahova*, An. Inst.geol. Rom., **X**.

RĂDULESCU D. (1954), *Contribuţii la studiul mineralogic al depozitelor saline din R.P.R.*, Rev. Univ. Parhon şi Politehnicii, *3—4*.

RĂILEANU GR. (1955), *Cercetări geologice în reg. Cluj — Apahida — Sic*, D.S. Com. geol., **XXXIX**.

SZADECZKY I. (1917), *Tuffstudien in Siebenbürgen. III. Die Tuffe des Gebietes zwischen Cluj und Vişa*, Mitt. der Mineral. Samm. des Siebenb. **IV**, *1*.

STOENESCU SC. şi ILIE M. (1955), *Structura geologică din SV cuvetei Transilvaniei*, D.S. Com. geol., **XXXIX**.

USIGLIO I. (1849), *Analyse de l'eau de la Méditerranée*, Annales des Chim. Phys., Paris, **XXVII**, seria a 3-a.

WALTHER, I. (1908), *Das Gesetz der Wüstenbildung in Gegenwart und Vergangenheit*, în *Geschichte der Erde und des Lebens*, Berlin, 1900.

VANCEA A. (1960), *Neogenul din Bazinul Transilvaniei*, Edit. Acad. R.P.R.

Institutul de balneologie şi fizioterapie, Bucureşti

Primit în redacţie la 12 noiembrie 1966

TECTONICA ŞISTURILOR NEGRE DINTRE VALEA BICAZULUI ŞI VALEA BRATEŞULUI

DE

J. GHERMAN şi M. SOLCANU

55(05)

Relaţiile tectonice ale şisturilor negre din Carpaţii Orientali cu formaţiunile adiacente lor, ca şi tectonica în sine a acestei formaţiuni, au dat şi mai dau încă loc la numeroase discuţii contradictorii.

Primele lucrări în care se descriu şisturile negre din Carpaţii Orientali, le datorăm lui F. Herbich (1878), K. Paul (1878) şi S. Atanasiu (1908). Ulterior G. Macovei şi I. Atanasiu (1925), Gh. Cernea (1958) etc. publică o serie de lucrări, în care se ocupă direct sau indirect de tectonica şisturilor negre. Lucrările cele mai recente şi mai complete le datorăm lui M. G. Filipescu 1955 şi 1960 şi M. G. Filipescu şi colab. (1952*a* şi 1958) şi lui I. Băncilă (1958), care aduc importante precizări stratigrafice şi tectonice. Tot în această categorie trebuie să amintim cartarea detaliată a zonei şisturilor negre de la graniţa nordică a ţării pînă la valea Prahovei, executată de geologii din industria petrolului, din care s-a publicat prea puţin pînă astăzi.

Datele din toate lucrările privitoare la şisturile negre, apărute înainte de 1958, au fost prinse în linii generale, în lucrarea de sinteză a lui I. Băncilă *Geologia Carpaţilor Orientali* (1958).

În lucrarea de faţă autorii îşi propun să prezinte rezultatele cercetării detaliate pe teren privitoare la tectonica şisturilor negre, din porţiunea cuprinsă între valea Bicazului şi valea Brateşului, situată în sectorul mijlociu al Carpaţilor Orientali, porţiunea de care nu se ocupă în detaliu nici una din lucrările citate mai sus.

Pentru a înţelege mai bine tectonica de amănunt a şisturilor negre, cît şi relaţiile tectonice dintre unitatea care, le conţine şi celelalte unităţi, considerăm necesară mai întîi o descriere succintă a formaţiunilor din această unitate.

St. şi cerc. de geol. geof., geogr., Seria geologie, T. 14, nr. 1, p. 181–187, Bucureşti 1969

Profilele cele mai caracteristice se întîlnesc pe valea Ata, afluent al Tarcăului, şi pe Pîrîul Izvorului din bazinul pîrîului Secul, afluent al Bicazului, unde au putut fi separate din şisturile negre trei complexe litologice: complexul şistos în bază, complexul gresiilor cuarţitice-glauconitice la partea mediană şi complexul argilelor roşii şi verzi la partea superioară (fig. 1 şi 2).

Aceste complexe se prezintă pe hartă sub forma unor benzi orientate nord-sud, care intră în alcătuirea unităţii şisturilor negre.

1. *Complexul şistos este* format predominant din argile şistoase, negre, între care se intercalează gresii fine şi marnocalcaroase sideritice în bancuri decimetrice. Frecvent se mai întîlnesc la diferite nivele intercalaţii de pelosiderite şi de spongolite. Acest complex se echivalează cu complexul sferosideritic şi cu cel şistos separate de M. G. Filipescu (1960) şi M. G. Filipescu şi colab. (1952*a*, 1952*b* şi 1958) pe valea Covasnei. Grosimea maximă a acestui complex este de 250 m.

2. *Complexul gresiilor cuarţitice — gluconitice*, care urmează în continuitate de sedimentare peste precedentul, este alcătuit predominant din bancuri de gresii silicioase glauconitice, dure, cu spărtură concoidală, care alternează cu şisturi argiloase negre. Frecvent, gresiile glauconitice prezintă diaclaze umplute cu calcit. Constituţia litologică a acestui complex este variabilă de-a lungul celor trei solzi.

Grosimea sa maximă este de 200 m pe valea Bulătăului.

El a fost identificat cu aceleaşi caractere şi de M. G. Filipescu şi colab. (1952*a*, 1952*b* şi 1958) în regiunea Covasna, iar în lucrarea lui I. Băncilă (1958) ar corespunde cu complexul şistos-grezos.

3. *Complexul argilelor roşii şi verzi* urmează în continuitate de sedimentare peste complexul gresiilor glauconitice. El apare sub forma unor fîşii înguste, atingînd rareori lăţimea de 100 m. Este constituit din argile roşii şi verzi cu alteraţii roşii, în care se intercalează bancuri centimetrice de gresii fine, micacee cenuşii-verzui.

Complexul argilelor roşii şi verzi care încheie seria şisturilor negre este echivalent cu parte din stratele de Zagon separate de M. G. Filipescu, cu orizontul roşu-verde, separat de Gh. Cernea (1952) între valea Moldovei şi valea Bistriţei şi cu seria de Godula din pînza sileziană, separată de M. Ksiazkiewicz (1933).

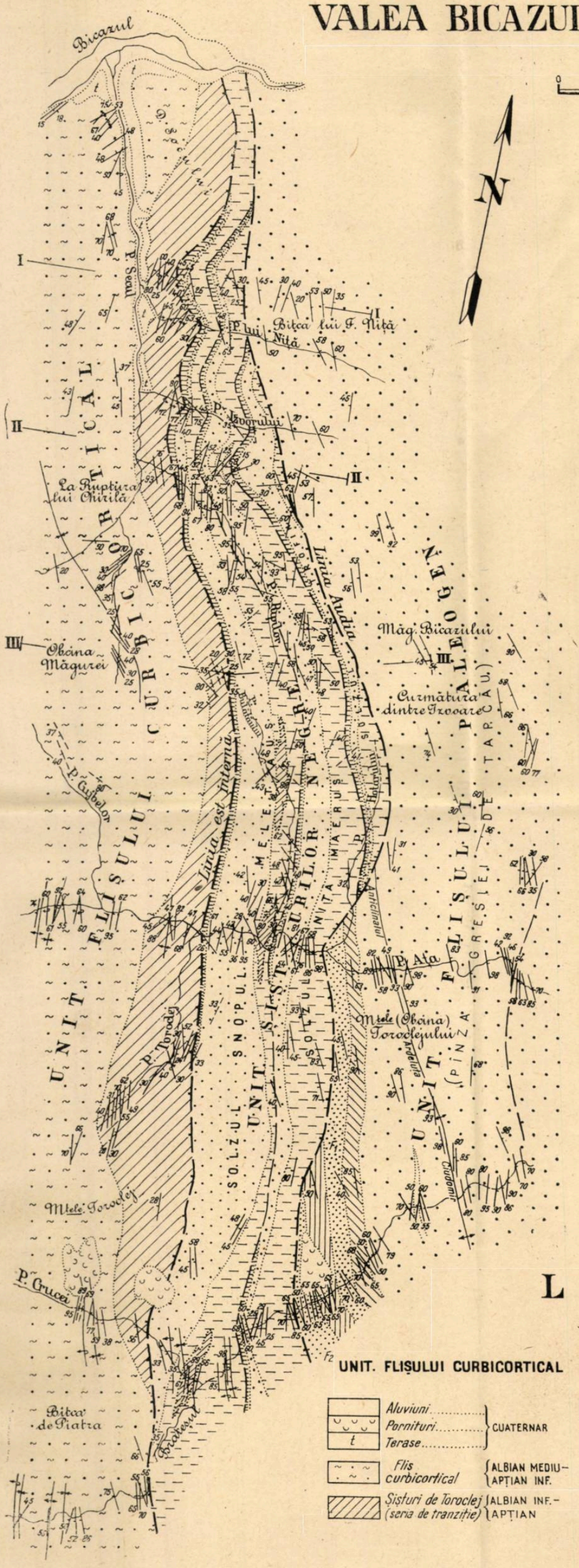
STRATE DE TOROCLEJ

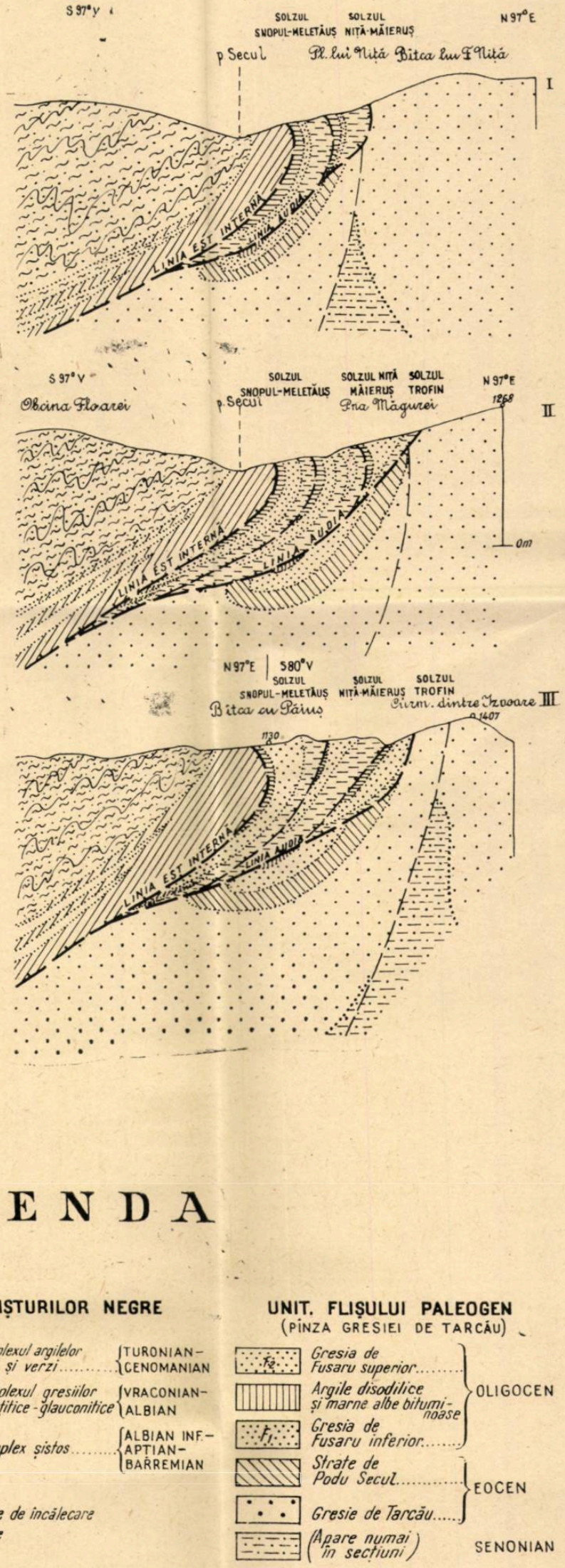
Între valea Bicazului şi valea Brateşului, unitatea şisturilor negre este mărginită la vest de o formaţiune, care prezintă importante variaţii faciale caracteristice flişului curbicortical. Această formaţiune pe care am denumit-o strate de Toroclej după pîrîul cu acelaşi nume este constituită spre bază din argile şistoase, negre, dure, care alternează cu gresii micacee calcaroase, dure, compacte curbicorticale şi cu hieroglife pe faţa lor inferioară. La diferite nivele se întîlnesc bancuri de marno-calcare sideritice şi pelosiderite. În partea ei mijlocie şi superioară apar tot mai

TECTONICA ȘIȘTURILOR NEGRE DINTRE VALEA BICAZULUI și VALEA BRATEȘULUI

dr. Gherman Justin
geol. Solcanu Mihail

SCARA:
0 0,5 1 1,5 2 Km





LEGENDA

UNIT. FLIȘULUI CURBICORTICAL

- Aluviuni, Pornituri, Terase — CUATERNAR
- Flis curbicortical — ALBIAN MEDIU–APȚIAN INF.
- Șisturi de Toroclej (seria de tranziție) — ALBIAN INF.–APȚIAN

UNIT. ȘIȘTURILOR NEGRE

- Complexul argilelor roșii și verzi — TURONIAN–CENOMANIAN
- Complexul gresiilor cuarțifice-glauconitice — VRACONIAN–ALBIAN
- Complex șistos — ALBIAN INF.–APȚIAN–BARREMIAN
- Linie de încălecare
- Falie

UNIT. FLIȘULUI PALEOGEN (PÎNZA GRESIEI DE TARCĂU)

- F_2 Gresia de Fusaru superior — OLIGOCEN
- Argile disodilice și marne albe bituminoase — OLIGOCEN
- F_1 Gresia de Fusaru inferior — OLIGOCEN
- Strate de Podu Secul — EOCEN
- Gresie de Tarcău — EOCEN
- (Apare numai în secțiuni) — SENONIAN

Fig. 1.

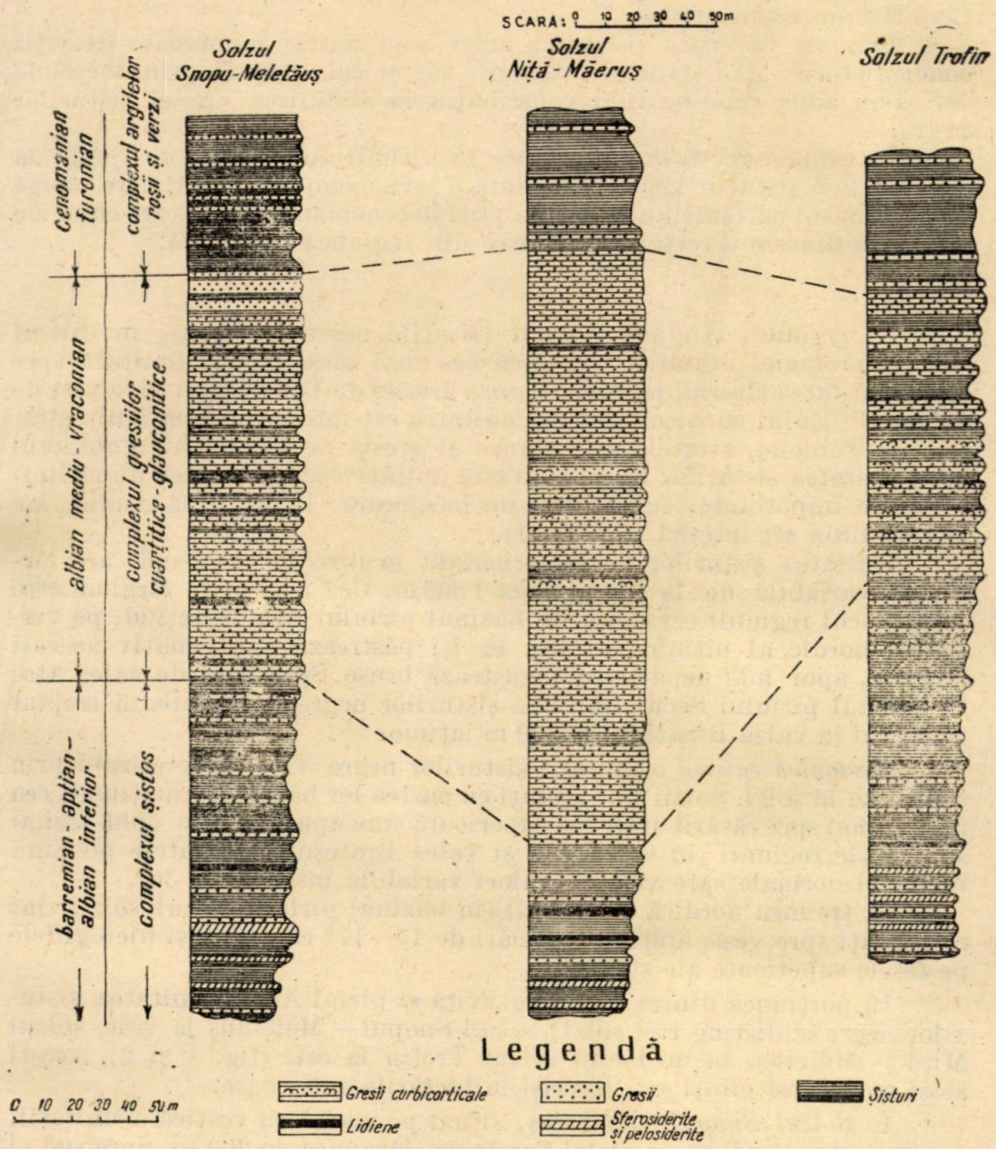


Fig. 2. — Coloana stratigrafică a șisturilor negre pe culmea de la sud de Pîrîul Izvorului.

frecvente intercalaţii de marne cenuşii şi gresii curbicorticale făcînd trecerea gradată spre flişul curbicortical.

Stratele de Toroclej se întîlnesc numai la marginea estică a unităţii flişului curbicortical.

Privitor la vîrsta şisturilor negre s-au purtat numeroase discuţii contradictorii. Atît geologii români, cît şi cei străini, prin lucrările lor şi-au adus rînd pe rînd contribuţia la stabilirea vîrstei şisturilor negre.

În urma cercetărilor executate în ultimii ani, s-a putut ajunge la concluzia că şisturile negre reprezintă o serie comprehensivă, care merge de la sfîrşitul barremianului şi ţine pînă în cenomanian, fapt care coincide şi cu rezultatele cercetărilor noastre din regiunea raportată.

*

În regiunea studiată de noi şisturile negre formează, în cadrul flişului cretacic, unitatea tectonică cea mai răsăriteană, limitată spre est de unitatea flişului paleogen (pînza gresiei de Tarcău), iar spre vest de unitatea flişului curbicortical sau unitatea est-internă, formată din stratele de Toroclej, stratele de Palanca şi gresia de Cotumba. Contactul între unitatea şisturilor negre şi aceste unităţi vecine, se face după linii tectonice importante, cu caracter de încălecare: la est linia Audia, iar la vest linia est-internă (fig. 1, II).

Unitatea şisturilor negre, orientată în direcţie nord-sud, are lărgimea variabilă de la 450 pînă la 1800 m. Cea mai mare lărgime este în mijlocul regiunii cercetate, în bazinul pîrîului Aţa. Spre sud, pe versantul nordic al pîrîului Brateş, ea îşi păstrează aproximativ aceeaşi lărgime, apoi mai departe se îngustează brusc. Spre nord de valea Aţa, în bazinul pîrîului Secul, unitatea şisturilor negre se îngustează treptat ajungînd în valea Bicazului la 300 m lăţime.

Tectonica intimă a unităţii şisturilor negre este caracterizată prin stilul său în solzi. Solzii sînt aşezaţi cu partea lor bazală (formaţiunea cea mai veche) spre răsărit şi cu cea superioară spre apus. În cele două treimi sudice ale regiunii (în valea Aţa şi valea Brateşului), stratele prezintă înclinări normale spre vest cu valori variabile între 25 şi 30°.

În treimea nordică a regiunii (în bazinul pîrîului Secul) solzii sînt răsturnaţi spre vest, arătînd înclinări de 15—17° către est şi hieroglifele pe feţele superioare ale stratelor.

În porţiunea dintre Pîrîul lui Niţă şi pîrîul Aţa în unitatea şisturilor negre se disting trei solzi: solzul Snopul — Meletăuş la vest, solzul Miţă — Măieruş, la mijloc şi solzul Trofin la est. (fig. 1 şi 2). Aceşti solzi nu au fost citaţi sau descrişi în lucrările anterioare.

1. *Solzul Snopul—Meletăuş*, situat pe marginea vestică a unităţii, are în partea nordică, în pîrîul Fundoaia, lărgimea de 200 m. Spre sud el se lărgeşte, ajungînd la 800 m în pîrîul Aţa şi la 1 100 m în pîrîul Brateş. Spre nord de pîrîul Fundoaia, acest solz se continuă cu lărgimea de 200m pînă în valea Bicazului, unde formează singur toată unitatea şisturilor negre. Spre sud de pîrîul Brateşul, în afara cadrului hărţii, el se îngustează repede, aşa încît după 4 km se efilează şi dispare complet în Valea Bolovănaşului.

2. *Solzul Niţă — Măieruş*, situat în zona mijlocie a unităţii, este în general mai îngust decît precedentul. El apare la zi la 1,5 km sud de valea Bicazului şi are în Pîrîul lui Niţă, lărgimea de 300 m. Spre sud el se lărgeşte, unde ajunge la 500 m în Pîrîul Izvorului, atingînd lărgimea maximă de 800 m la nord de pîrîul Aţa, între afluenţii Pîrîul Bulătăului şi Pîrîul Hotarului. Mai spre sud el se continuă cu o lărgime uşor variabilă între 600 şi 700 m, pînă dincolo de pîrîul Brateş. Începînd din pîrîul Aţa, spre sud, el ia contact direct cu zona paleogenă, deoarece solzul al treilea din baza unităţii lipseşte în această parte.

3. *Solzul Trofin*, cel mai extern, este şi cel mai îngust şi mai scurt dintre cei trei solzi. El nu ajunge nici la nord nici la sud pînă la marginea regiunii cercetate. Capătul lui nordic atinge Pîrîul lui Niţă, de unde solzul se lărgeşte continuu spre sud pînă în Plaiul Măgurii, unde are lăţimea de 400 m. În continuare spre sud, solzul Trofin se îngustează treptat pînă la 200 m, în creasta de la est de Bîtca cu Păiuş, apoi se lărgeşte din nou pînă la 440 m în Curmătura Ursului, şi iarăşi se îngustează în bazinul Pîrîului Hotarului pentru a dispare la circa 680 m nord de confluenţa acestuia în pîrîul Aţa.

Argilele roşii şi verzi formează, în general, în toţi solzii, fîşii înguste, cu tendinţa de efilare pînă la dispariţie spre sud. Astfel, lărgirea solzilor către sud se datoreşte creşterii proporţionale a complexului glauconitic în solzul Snopul—Meletăuş şi a complexului şistos în solzul Niţă—Măieruş. În solzul Trofin s-a constatat o predominanţă a gresiilor glauconitice la nord şi a argilelor şistoase la sud.

Relaţiile dintre unitatea şisturilor negre (Unitatea de Audia, I.Băncilă 1958,) *cu unităţile care o mărginesc la est şi vest*, după cum s-a spus mai sus, sînt relaţii de încălecare de la vest la est de-a lungul unor linii tectonice importante. Din observarea faptelor de pe teren, exprimate pe hartă şi interpretate în secţiuni, se poate constata că unitatea tectonică a şisturilor negre apare ca o unitate cretacică bine individualizată, unitară, dar de mai mică importanţă decît unitatea cretacică est-internă. În dinamica formării sale, unitatea şisturilor negre a fost dislocată şi cutată în solzi prin împingere de la vest.

Relaţiile dintre unitatea şisturilor negre şi unitatea paleogenă (pînza gresiei de Tarcău) de la estul ei sînt de asemenea de încălecare: şisturile negre încalecă peste cutele paleogene, prinzînd sub solzii de vîrstă cretacică cute anticlinale şi sinclinale paleogene. Gradul de înclinare al planului de încălecare rămîne însă discutabil pînă la săparea unor sonde pe această linie.

În studiul de faţă am adoptat în secţiuni o alternativă în care planul de încălecare este slab înclinat, şi deci unitatea şisturilor negre încalecă peste paleogen pe o zonă relativ largă.

Generalizînd imaginea din porţiunea cartată în detaliu şi privind unitatea şisturilor negre în cadrul larg al Carpaţilor Orientali, se vede că spre nord de valea Bicazului şi spre sud de valea Brateşului atît structura în solzi a unităţii şisturilor negre, cît şi relaţiile ei tectonice cu unitatea cretacică de la vest şi cu cea paleogenă de la est se păstrează cu caractere asemănătoare pe mari distanţe.

LA TECTONIQUE DE L'UNITÉ DES SCHISTES NOIRS ENTRE LA VALLÉE DU BICAZ ET LA VALLÉE DU BRATEŞ

RÉSUMÉ

Les auteurs présentent les résultats des recherches détaillées sur le terrain, concernant la tectonique de l'Unité des Schistes noirs, entre la Vallée de Bicaz et la Vallée de Brateş, du secteur central des Carpates orientales. La description des relations tectoniques de l'Unité des Schistes noirs est précédée d'un bref historique de cette unité tectonique et d'une description succincte des trois complexes lithologiques: le complexe schisteux, le complexe des grès quartizitiques et le complexe des argiles rouges et vertes, lesquels constituent la succession stratigraphique de l'Unité, ainsi que des Couches de Toroclej, par l'intermédiaire desquels se fait graduellement le passage facial des Schistes noirs au flysch curbicortical. Après avoir énoncé l'encadrement de l'Unité des Schistes noirs (Unité Audia) entre les unités tectoniques des Carpates orientales, on passe à la description des trois écailles dont est formée l'Unité des Schistes noir, dans la région considérée: Ecaille de Snopu—Meletăuş, Ecaille de Niţă— Măieruş et Ecaille de Trofin et on tire les conclusions des relations de chevauchement entre l'Unité de Audia et les unités tectoniques environnantes.

BIBLIOGRAFIE

Atanasiu I. (1952) *Orogeneza şi sedimentarea în Carpaţii Orientali din R.P.R.* An. Com. geol., **XXIV**.

Atanasiu S. (1908), *Cercetări geologice în regiunea internă a Carpaţilor din Moldova de N*, An. Inst. geol. Rom., **I**.

Băncilă I. (1952), *Schiţa geologică a Carpaţilor dintre Valea Sucevei şi Valea Oituzului.*

— (1955), *Paleogenul zonei mediane a Flişului*, Bul. Acad. R.P.R., sect. II, **IV**,

— (1958), *Geologia Carpaţilor Orientali*, Edit. ştiinţifică, Bucureşti.

Cernea Gh. (1952), *Zona internă a Flişului dintre Valea Moldovei şi Valea Bistriţei*, An. Com geol., **XXIV**.

— (1958), *Les schistes noirs*, C.R. Com. Géol., **XXXI—XXXVI** (1942 — 1949).

Filipescu M. G. (1937), *Etudes géologiques dans la région comprise entre la Vallée du Teleajen et les vallées du Slănic et Bisca Mică*, Bul. Lab. min. gen. al Univ. Bucureşti, **II**.

— (1955), *Vederi noi asupra tectonicii Flişului Carpaţilor Orientali*, Rev. Univ. Bucureşti, 6—7.

— (1960), *Parallèle entre les schistes noirs du Flysch des Carpates Orientales et des dépôts crétacés des Carpates septentrionales*, Rev. Géol. et Géogr.,

Filipescu M. G., Drăghindă I. şi Mutihac V. (1952), *Contribuţii la orizontarea şi stabilirea vîrstei şisturilor negre din zona mediană a Flişului Carpaţilor Orientali*, Com. Acad. R.P.R., **II**, *9—10*.

Filipescu M. G. Mutihac V. Drăghindă I. (1952*b*), *Cercetări geologice în zona internă şi mediană a Flişului dintre V. Uzului şi V. Tîrlungului*; D. S. Com. geol., **XXXIX** (1951—1952).

FILIPESCU M. G. și ILIESCU GH (1958), *Date noi privitoare la stratigrafia regiunii dintre Valea Buzăului și Valea Rîul Negru (Ciucaș-Teliu) și importanța acestor date pentru descifrarea structurii Carpaților Orientali*, St. cerc. geol. **III.**

HERBICH FR. (1878), *Das Széklerland*, Budapest.

KSIAZKIEWICZ M. (1933), *Beitrage zur Kenntnis der Mittleren Kreide oer Godula Dike in den West-Carpaten*, Roczn. Pol. Tow. Geol., t. 9, p. 88—95.

MACOVEI G. și ATANASIU I. (1925), *Structura geologică a Văii Bistrița între Pîngărați și Bistricioara (jud. Neamț.)*, D.S. Inst. geol. Rom., **VIII.**

PAUL K. (1876), *Grundzüge der Geologie der Bukowina, Jahresb. d.k.k.* geol. R.A., Viena **XXVI.**

SUJKOWSKI Z. (1938), *Les séries de Szipot dans les Carpates polonaises orientales*, Travaux du Serv. Géol. de Pologne, Varșovia, **III**, *II*.

Primit în redacție la 22 aprilie 1967

Ministerul Petrolului

GRUPE NOI DE ORGANISME ÎN FAUNA TORTONIANĂ DE LA BUITURI

(AMFIENURE ŞI PEŞTI)

DE

GERTRUDA RADO

55(05)

Depozitele tortoniene din partea de sud-vest a Bazinului Transilvaniei, reprezentate prin marne cenuşii albăstrui uneori cu intercalaţii de nisipuri şi marne nisipoase, cu o faună bogată şi foarte variată, au constituit obiectul unor cercetări încă din secolul trecut.

Unul din punctele fosilifere cele mai cunoscute este cel de la Buituri. Dintre lucrările care s-au ocupat de faună menţionăm: L. Neugeboren (1860 şi 1878); D. Stur (1863); L. Martonfi (1893); A. Koch (1900).

În lucrările anterioare am studiat în primul rînd macrofauna acestui punct fosilifer, reprezentată prin viermi, lamelibranhiate, gasteropode, hexacorali, scafopode (1955 şi 1960) şi apoi microfauna şi microflora lui, determinînd asociaţia de briozoare (1965) şi de alge (1966).

În această lucrare se prezintă rezultatele studiului unor grupe de animale ca amfineurele şi peştii care, pînă acum, nu au fost cercetate în acest punct fosilifer.

Amfineurele reprezintă o clasă de moluşte puţin studiată.

În depozitele tortoniene de la noi din ţară aceste animale au mai fost menţionate numai la Coşteiul de Sus şi la Lăpugiu de către O. Boettger (1901); A. Zilch (1934) şi pe Valea Padeşului, satul Begheiul Mic de J. Marinescu (1964). Ele se caracterizează prin corpul alungit acoperit pe partea dorsală de opt plăci calcaroase (o placă cefalică, şase plăci mediane şi o placă anală) care constituie o lorică. Lorica se întîlneşte rar completă în depozite, mai frecvent se găsesc plăci disparate.

St. şi cerc. de geol., geof., geogr., Seria Geologie. T. 14, nr. 1, p. 189–204, Bucureşti, 1969

În materialul cercetat deşi am găsit un număr destul de mic de plăci cefalice, mediane şi anale, conservarea lor foarte bună a permis determinarea speciilor:

Middendorfia reussi (Rolle)
Acanthochiton falunensis Rochebrune
Cryptoplax weilandi (Roller) Šulc
Chiton sp.
Cryptoconchus (*Craspedoplax*) *profascicularis* Boettger
Lepidopleurus algesirensis (Capellini)
Lepidopleurus sp.

Din speciile determinate la Buituri, doar două au fost menţionate şi de ceilalţi autori. Astfel specia *Cryptoplax weilandi* (Rolle) Šulc a fost menţionată la Coşteiul de Sus, Lăpugiu şi pe Valea Padeşului, iar specia *Cryptoconchus* (*Craspedoplax*) *profascicularis* Boettger la Coşteiul de Sus. Restul speciilor sînt pentru prima dată menţionate la noi în ţară. Prin descoperirea amfineurelor fosile în depozitele tortoniene de la Buituri limita de răspîndire cunoscută, a acestui grup de moluşte, în Europa, se deplasează mai la est.

Amfineurele sînt animale marine ce trăiesc în zona litorală şi preferă un substrat neted. Se mişcă puţin, de obicei se prind de suprafaţa netedă a stîncilor, a pietrelor etc. şi în general sînt ierbivore. Deşi nu au importanţă stratigrafică, faptul că trăiesc în anumite condiţii de adîncime, contribuie la precizarea adîncimii bazinului studiat.

Comparînd asociaţia de amfineure studiată cu cea din alte bazine tortoniene (tabelul nr. 1), constatăm, o mare asemănare cu Bazinul Vienei, în care se întîlnesc patru specii comune.

Tabelul nr. 1

Răspîndirea geografică a amfineurelor de la Buituri

Genul şi specia \ Răspîndire	Bazinul Vienei	Coşteiul de Sus	Valea Padeşului (Banat)
1. *Middendorfia reussi* (Rolle)	+		
2. *Acanthochiton faluneresis* Rochebrune	+		
3. *Cryptoplax weilandi* (Rolle) Šulc	+	+	+
4. *Chiton* sp.			
5. *Cryptoconchus* (*Craspedoplax*) *profascicularis* Boettger	+	+	
6. *Lepidopleurus algesirensis* (Capellini)			
7. *Lepidopleurus* sp.			

Peştii sînt reprezentaţi în depozitele tortoniene de la Buituri prin otolite, dinţi şi vertebre. Forme întregi nu am întîlnit pînă în prezent.

Otolitele sînt cele mai frecvente şi sînt foarte bine conservate.

La noi în ţară, în depozitele tortoniene, otolitele au fost menţionate la Lăpugiul Superior de R. J. Schubert (1906) şi W. Weiler (1950) şi la Coşteiul de Sus de W. Weiler (1950) şi G. Rado (1965),

În depozitele tortoniene de la Buituri am determinat următoarele specii:

Arius vangionis Koken
Clupea testis Koken
Myctophum debilis Koken
Serranus noetlingi Koken
Centropristis integer Schubert
Morone aequalis Koken
Otolithus (*Percidarum*) cf. *frecvens* Koken
Pagrus distinctus Koken
Gobius francofurtanus Koken
Gobius pretiosus Prochaska
Gobius intimus Prochaska
Gobius laevis Weiler
Gobius vicinalis Weiler
Gobius tenuis Weiler
Gobius altus Weiler
Gobius sp. 2 Weiler
Cottus germanicus Weiler
Trachinus biscissus Koken
Macrurus romanus Weiler
Macrus rotundus Weiler
Macrus ovalis Weiler
Hymenocephalus (?) *labiatus* Schubert
Lapilli sp.

Analizînd compoziția generică a asociației de otolite din depozitele tortoniene de la Buituri, constatăm prezența a 14 genuri dintre care două (*Morone și Pagrus*) sînt pentru prima dată menționate la noi în țară. Cele mai numeroase specii aparțin genului *Gobius*, care are și în prezent numeroși reprezentanți atît în mări, cît și în bazine cu salinitate redusă. Celelalte genuri sînt reprezentate prin cîte o singură specie. Excepție face genul *Macrurus* cu trei specii.

Dintre speciile determinate, 18 sînt specii noi pentru tortonianul din țara noastră.

În afară de otolite, am găsit mai multe tipuri de dinți.

Din cauză că nu am dispus de literatură suficientă, nu i-am putut determina specific. Dinții aparțin genurilor:

Tinca sp.
Galeus sp.
Gobius sp.

Vertebrele găsite nu au putut fi determinate.

Asociația de otolite aparține unor genuri de pești care în majoritate trăiesc în mediul marin, în zona litorală, în bazine subtropicale sau temperate. Din cele 12 genuri actuale care au reprezentanți în fauna studiată, 10 sînt forme nectonice, celelalte două genuri *Macrurus* și *Hymenocephalus* sînt plactonice.

Comparînd asociația de otolite de la Buituri cu asociații de aceiași vîrstă din alte bazine (tabelul nr. 2) constatăm o mare asemănare cu cea din R. F. a Germaniei, determinîndu-se 17 specii comune (61%). De

Tabelul nr. 2

Răspîndirea geografică a otolitelor tortoniene de la Buituri

Genul și specia \ Răspîndire	Coșteiul de Sus	Bazinul Vienei	Ungaria	Polonia	R. F. a Germaniei	Olanda
1. *Arius vangionis* Koken					+	
2. *Clupea testis* Koken	+	+			+	+
3. *Myctophum debilis* Koken	+	+	+		+	+
4. *Serranus noetlingi* Koken	+	+			+	+
5. *Centropristis integer* Schubert	+	+			+	+
6. *Morone aequalis* Koken	+				+	
7. *Otolithus* (*Percidarum*) cf. *frecvens* Koken	+				+	+
8. *Pagrus distinctus* Koken					+	
9. *Gobius francofurtanus* Koken	+				+	
10. *Gobius pretiosus* Prochaska	+	+	+		+	
11. *Gobius intimus* Prochaska	+	+	+	+	+	
12. *Gobius laevis* Weiler	+		+	+	+	+?
13. *Gobius vicinalis* Weiler	+	+				
14. *Gobius tenuis* Weiler	+					
15. *Gobius altus* Weiler					+	
16. *Gobius* sp. 2 Weiler					+	
17. *Cottus germanicus* Weiler	+				+	
18. *Trachinus biscissus* Koken	+	+			+	+
19. *Macrurus rumanus* Weiler	+					
20. *Macrurus rotundus* Weiler						
21. *Macrurus ovalis* Weiler						
22. *Hymenocephalus* (?) *labiatus* Schubert			+			
23. *Lapilli* sp.	+				+	

asemenea 15 specii sînt comune cu asociația de la Coșteiul de Sus (60%). Numai nouă specii (30,6%) sînt comune cu cele din bazinul Vienei.

Clasa **AMPHINEURA**

Subclasa **POLYPLACOPHORA**

Middendorfia reussi Rolle

Pl. II, fig. 31

1934. Šulc J. p. 15, pl. II, fig. 57–61.

Am avut la dispoziție o placă mediană care corespunde descrierii și figurilor prezentate în lucrările lui J. Š u l c .

Dimensiuni (în mm): L. 1,62; Î. 0,87.

Proveniența: Valea lui Ion.

Vîrsta: tortonian.

Acanthochiton falunesis Rochebrune

Pl. II, fig. 32, 33 şi 34

1934. Šulc J., p. 17, pl. 1, fig. 30, 31 şi 32.

O placă cefalică şi trei plăci mediane, din care una este completă, au servit pentru determinarea acestei specii. Caracterele sînt identice cu cele descrise amănunţit în lucrarea lui J. Šulc.

Dimensiuni (în mm):
placa cefalică: L. 2.27; Î. 1,45;
placa mediană: L. 2,64; Î. 1,40.
Proveniența: Valea lui Ion.
Vîrsta: tortonian.

Cryptolax weilandi (Rolle) Šulc

Pl. II, fig. 35, 36, 37 şi 38.

1901. Boettger O., p. 180, nr. 561.
1934. Šulc J., p. 21, pl. II, fig. 36—40.
1934. Zilch A. , p. 199, pl. 1, fig. 19—22.
1964. Marinescu J., p. 183, pl. IV.

Din această specie am găsit o placă cefalică şi mai multe plăci mediane, unele incomplete. Prezintă toate caracterele formelor descrise de O. Boettger şi J. Šulc.

Dimensiuni (în mm): placa cefalică: L. 1,37; Î. 1,25; placa mediană: L. 1,37; Î. 3,20.
Proveniența: Valea lui Ion.
Vîrsta: tortonian.

Chiton sp.

Pl. II, fig. 40

Două plăci mediane au fost atribuite genului *Chiton*. Acestea nu au putut fi determinate specific, deoarece au caractere diferite de speciile descrise în lucrările consultate.

Dimensiuni (în mm): L. 2,85; Î. 1,40.
Proveniența: Valea lui Ion.
Vîrsta: tortonian.

Cryptoconchus (Craspedoplax) profascicularis Boettger

Pl. II, fig. 39

1906. Boettger O., p. 208, nr. 702.
1934. Šulc J., p. 199, pl. I, fig. 17.

O placă cefalică foarte bine conservată, a fost atribuită acestei specii. Prezintă caractere identice cu forma descrisă de O. B o e t t g e r.

Dimensiuni (în mm): L. 1,85; Î. 1,20.
Proveniența: Valea lui Ion.
Vîrsta: tortonian.

Lepidopleurus algesirensis (Capellini)

Pl. II, fig. 41

1962. Malatesta A., p. 151, fig. 7.

O placă mediană avînd caractere identice cu specia descrisă de A. M a l a t e s t a a fost găsită în materialul studiat.

Dimensiuni (în mm): L. 2,12; Î. 0,80.
Proveniența: Valea lui Ion.
Vîrsta: tortonian.

Lepidopleurus sp.

Pl. II, fig. 42

O placă mediană găsită, se deosebește de speciile descrise în lucrările cercetate, atît prin contur, cît și prin ornamentație.

Dimensiuni (în mm): L. 2,00; Î. 0,67.
Proveniența: Valea lui Ion.
Vîrsta: tortonian.

Clasa **PISCES**

Subclasa **OSTEICHTYES**

Arius vangionis Koken

Pl. I, fig. 8

1891. Koken, E., p. 81, pl. VI, fig. 4,4 a.
1942. Weiler W., p. 3, pl. 1, fig. 1.

Am avut la dispoziție un exemplar care prin caracterele sale corespunde descrierii date de autorii citați în sinonimie.

Dimensiuni (în mm) : L. 1,37; Î. 1,02.
Proveniența: Valea lui Ion.
Vîrsta: tortonian.

Clupea testis Koken

Pl. I, fig. 2a, b, 3a, b.

1891. Koken E., p. 82, pl. I, fig. 1, 2;
1942. Weiler W., p. 16, pl. I, fig. 4 —10.

Dimensiuni (în mm): L. 1,87; Î. 0,95.
Proveniența: Valea lui Ion.
Vîrsta: tortonian.

Myctophum debilis Koken

Pl. I, fig. 4a, b

1942. *Scopelus debilis* Weiler W., p. 21, pl. I, fig. 30a, b — 37;
1943. Weiler W., p. 90, pl. I, fig. 4—13;
1950. Weiler W., p. 211, pl. I, fig. 2a, b, pl. IX, fig. 6,6a, d,67 a, d.;
1962. *Myctophum debilis* Paghida N., p. 17, pl. II, fig. 6;
1965. Brzobohaty R., p. 109, pl. I, fig. 1, 2, 3, 6.

Dimensiuni (în mm): L. 1,50; Î. 1,30.
Proveniența: Valea lui Ion.
Vîrsta: tortonian.

Serranus noetlingi Koken

Pl. I, fig. 5a, b.

1891. Koken E., p. 124, pl. VIII, fig. 1, 1 a
1906. Schubert R. J., p. 625, pl. IV, fig. 1—4.
1914. Priem F., p. 260, fig. 32—33.

Dimensiuni (în mm): L. 1,27; Î. 0,95.
Proveniența: Valea lui Ion.
Vîrsta: tortonian.

Centropristis integer Schubert

Pl. I, fig. 1a, b

1906. Schubert R. J., p. 626, pl. IV, fig. 6.
1942. Weiler W., p. 32, pl. I, fig. 54, 56.
1965. Brzobohaty, R., p. 121, pl. II, fig. 16 a, b.

Dimensiuni (în mm): L. 127; Î. 1,60.
Proveniența: Valea lui Ion.
Vîrsta: tortonian.

Morone aequalis Koken

Pl. I, fig. 9a, b

1942. Weiler W., p. 35, pl. II, fig. 8–10.
1963. Weiler W., p. 34, fig. 138–148.

Exemplarul găsit prin conturul sagitei şi prin sulcusul său este foarte apropiat de specia descrisă de W. W e i l e r .

Dimensiuni (în mm): L. 1,20; Î. 0,80.
Proveniența: Valea lui Ion.
Vîrsta: tortonian.

Otolithus (Percidarum) cf. *frecvens* Koken

Pl. I, fig. 13 a, b

1891. Koken E., p. 126, pl. VIII, fig. 4.
1942. Weiler W., p. 39, pl. X, fig. 13–14.

Dimensiuni(în mm): L. 2, 81; Î. 2,37.
Proveniența: Valea lui Ion.
Vîrsta: tortonian.

Pagrus distinctus Koken

Pl. I, fig. 14 a, b

1942. Weiler W., p. 43, pl. IX, fig. 1–3a, b, 4, 5 a, b.

Această specie, cu un contur caracteristic, este prezentată în materialul studiat printr-o sagită foarte bine conservată. Diferă de specia descrisă de W. W e i l e r prin dimensiunile mai mici.

Dimensiuni (în mm): L. 2,86; Î. 2,67.
Proveniența: Valea lui Ion.
Vîrsta: tortonian.

Gobius francofurtanus Koken

Pl. I, fig. 11a, b, 12a, b.

1891. Koken, E., p. 132, pl. VI, fig. 7, 7a.
1942. Weiler W., p. 56, pl. II, fig. 39–47.
1963. Weiler W., p. 40, fig. 167–189.

Dimensiuni (în mm): L. 1,35; Î. 1,25.
Proveniența: Valea lui Ion.
Vîrsta: tortonian.

Gobius pretiosus Prochaska

Pl. I, fig. 10 a, b.

1906. Schubert R. J., p. 645, pl. VI, fig. 29—31.
1942. Weiler W., p. 57, pl. II, fig. 50.
1943. Weiler W., p. 93, pl. I, fig. 24.
1950. Weiler W., p. 231, pl. IV , fig. 25 a, b, 27, pl. VIII, fig. 62.
1962. Paghida N., p. 16, pl. II, fig. 2.

Dimensiuni (în mm): L. 1,90; Î. 1,35.
Proveniența: Valea lui Ion.
Vîrsta: tortonian.

Gobius intimus Prochaska

Pl. I, fig. 6a, b, 7 a, b

1906. Schubert R. J., p. 647, pl. XX, fig. 35—37.
1942. Weiler W., p. 58, pl. II, fig. 49.

Dimensiuni (în mm): L. 0,62; Î. 0,70—0,75.
Proveniență: Valea lui Ion.
Vîrsta: tortonian.

Gobius laevis Weiler

Pl. I, fig. 19, a, b, 20 a, b, 21 a, b

1942. Weiler W., p. 59, pl. II, fig. 51 a, b, 52—56.

Dimensiuni (în mm): L. 1,07; Î. 1,12.
Proveniența: Valea lui Ion.
Vîrsta: tortonian.

Gobius vicinalis Koken

Pl. I, fig. 16 a, b, 17 a, b

1906. Schubert R. J., p. 644, pl. VI, fig. 32—34.
1943. Weiler W., p. 98, pl. I, fig. 29—30.
1950. Weiler W., p. 232, pl. IV, fig. 24—26, pl. VIII, fig. 63.
1962. Paghida N., p. 6, pl. II, fig. 3.

Dimensiuni (în mm): L. 0,77—1,05; Î. 0,80—1,12.
Proveniența: Valea lui Ion.
Vîrsta: tortonian.

Gobius tenuis Weiler

Pl. I, fig. 15 a, b

1943. Weiler W., p. 99, pl. I, fig. 28.
1950. Weiler W., p. 233, pl. VIII, fig. 64.

Dimensiuni: (în mm): L. 0,55; Î. 0,54.
Proveniența: Valea lui Ion.
Vîrsta: tortonian.

Gobius altus Weiler

Pl. II, fig. 26 a, b

1963. Weiler W., p. 46, fig. 192–206.

Dimensiuni: (în mm): L. 0,97; Î. 1,17.
Proveniența: Valea lui Ion.
Vîrsta: tortonian.

Gobius sp. 2 Weiler

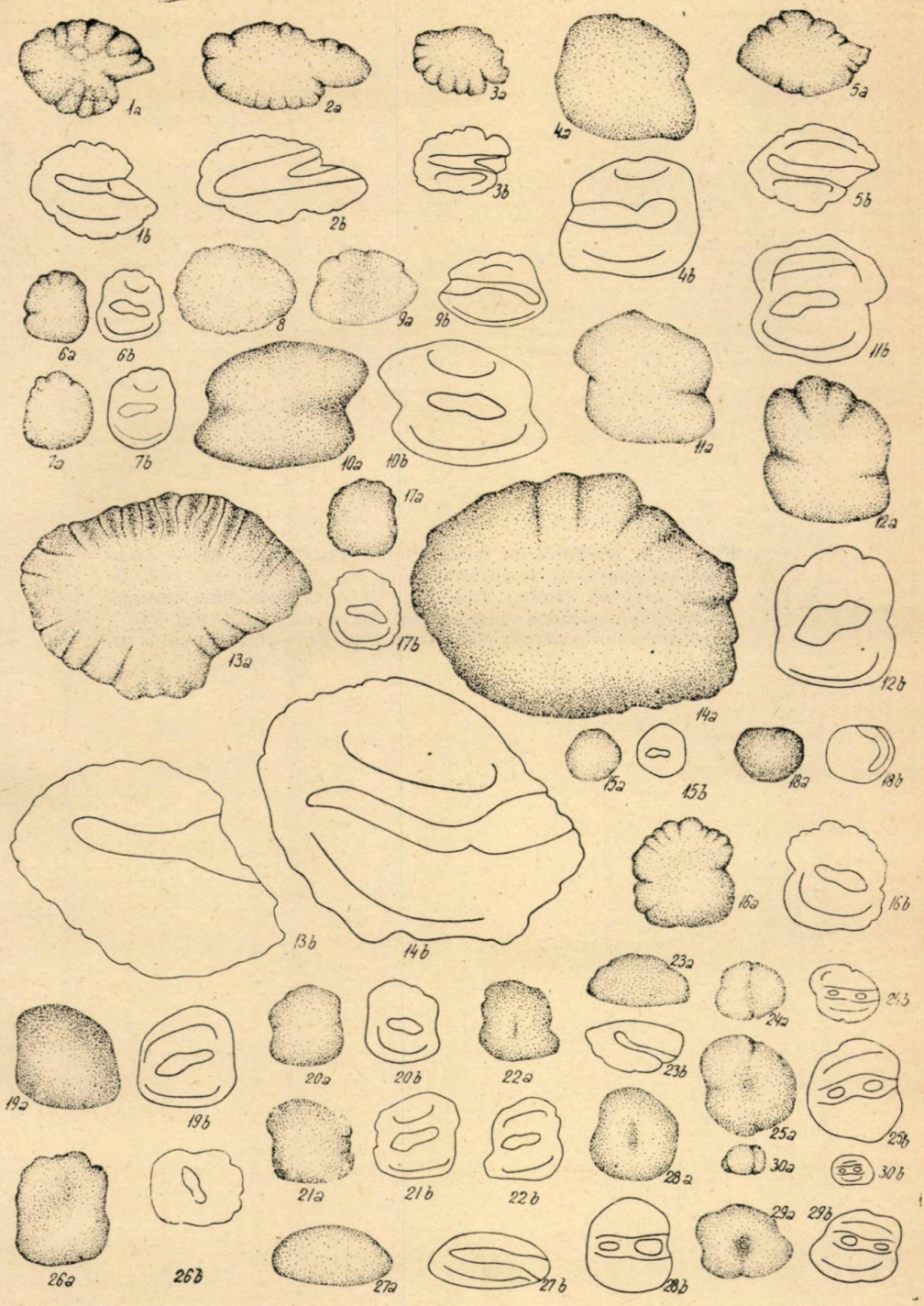
Pl. 1, fig. 22a, b

1963. Weiler W., p. 47, fig. 214–218.

Dimensiuni: (în mm): L. 0,97; Î. 1,17.
Proveniența: Valea lui Ion.
Vîrsta: tortonian.

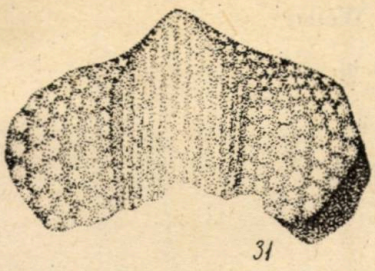
PLANȘA I

Fig. 1 a, b. — *Centropristis integer* Schubert. Fig. 2 a, b, 3a, și b. — *Clupea testis* Koken. Fig. 4a și b. — *Mychtophum debilis* Koken. Fig. 5a și b. — *Serranus noetlingi* Koken. Fig. 6a, b, 7, 7a și b. — *Gobius intimus* Prochaska. Fig. 8. — *Arius vangionis* Koken. Fig. 9 a și b. — *Morone aequalis* Koken. Fig. 10 a și b. — *Gobius pretiosus* Koken. Fig. 11 a, b; fig. 12 a și b. — *Gobius francofurtanus* Koken. Fig. 13 a și b. — *Ololithus* (*Percidarum*) cf. *frecvens* Koken. Fig. 14 a și b. — *Pagrus distinctus* Koken. Fig. 15 a și b. — *Gobius tenuis* Weiler. Fig. 16 a, b, 17 a și b. — *Gobius vicinalis* Koken. Fig. 18 a și b. — *Lappili*. Fig. 19 a, b, 20 a și b. 21 a și b. — *Gobius laevis* Weiler. Fig. 22 a și b. — *Gobius* sp. 2 Weiler. Fig. 23 a și b. — *Cottus germanicus* Weiler. Fig. 24 a și b. — *Macrurus rumanus* Weiler. Fig. 25 a, b, 28 a și b. — *Macrurus rotundus* Weiler. Fig. 26 a și b. — *Gobius altus* Weiler. Fig. 27 a și b. — *Trachinus biscissus* Koken. Fig. 29 a și b. — *Hymenocephalus* (?) *labiatus* Schubert. Fig. 30 a și b. — *Macrurus ovalis* Weiler; *a*, fața externă; *b*, fața internă.

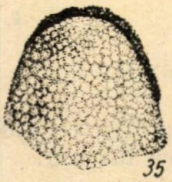

1a
2a
3a
4a
5a
1b
2b
3b
4b
5b
6a
6b
8
9a
9b
11b
7a
7b
10a
10b
11a
12a
17a
13a
17b
14a
12b
15a
15b
18a
18b
16a
16b
13b
14b
23a
24a
24b
19a
19b
20a
20b
22a
23b
25a
25b
21a
21b
22b
28a
30a
30b
29a
29b
26a
26b
27a
27b
28b

PLANŞA II

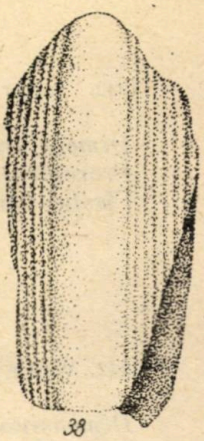
Fig. 31. — *Middendorfia reussi* (Rolle). Fig. 32, 33, 34. — *Acanthochiton falunensis* Rochebrune. Fig. 35, 36, 37 şi 38. — *Cryptoplax weilandi* (Rolle) Šulc. Fig. 39. — *Cryptoconchus* (*Craspedoplax*) *profascicularis* Boettger. Fig. 40. — *Chiton* sp. Fig. 41. — *Lepidopleurus algesirensis* (Capellini). Fig. 42. — *Lepidopleurus* sp.



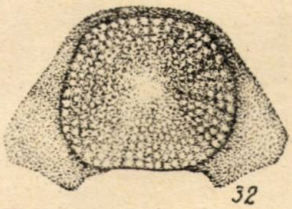
31



35

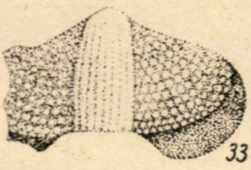


38

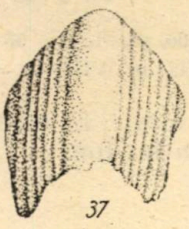


32

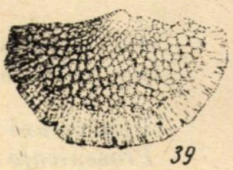
36



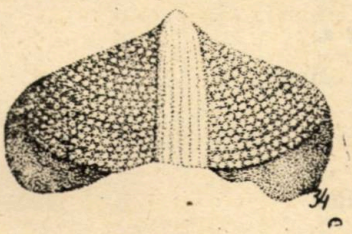
33



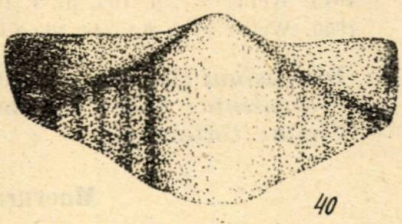
37



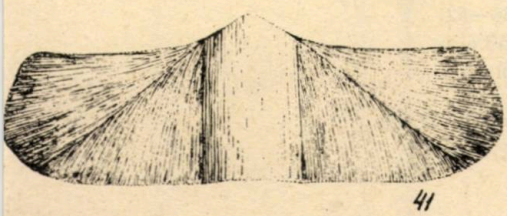
39



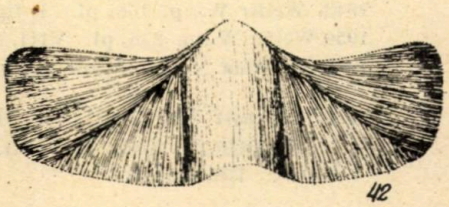
34 c



40



41



42

Cottus germanicus Weiler

Pl. I, fig. 23a, b

1942. Weiler W., p. 67, pl. IV, fig. 20 a, b, 21, 38.

Dimensiuni (în mm): L. 1,07; Î. 0,60.
Proveniența: Valea lui Ion.
Vîrsta: tortonian.

Trachinus biscissus Koken

Pl. I, fig. 23 a, b.

1942. Weiler W., p. 68, pl. IV, fig. 24–25.

Dimensiuni (în mm): L. 1,32; Î. 0,67.
Proveniența: Valea lui Ion.
Vîrsta: tortonian.

Macrurus rumanus Weiler

Pl. I, fig. 24 a, b

1943. Weiler W., p. 106, pl. I, fig. 56–59.
1950. Weiler W., p. 244, pl. VIII, fig. 60 a, b.

Dimensiuni: (în mm): L. 0,80; Î. 0,65.
Proveniența: Valea lui Ion.
Vîrsta: tortonian.

Macrurus rotundus Weiler

Pl. I, fig. 25 a, b și 28a, b.

1943. Weiler W., p. 105, pl. I, fig. 52, 53.
1950. Weiler W., p. 244, pl. XI, fig. 80 a, c, 82 a, c.

Dimensiuni (în mm): L. 0,92; Î. 1,05–1,07.
Proveniența: Valea lui Ion.
Vîrsta: tortonian.

Macrurus ovalis Weiler

pl. I, fig. 30 a, b

1943. Weiler W., p. 108, pl. I, fig. 60–62.
1950 Weiler W., p. 246, pl. VIII, fig. 58 a, b.
1962. Paghida N., p. 15, pl. I, fig. 3.

Dimensiuni (în mm): L. 0,45; Î. 0,32.
Proveniența: Valea lui Ion.
Vîrsta: tortonian.

Hymenochephalus (?) labiatus Schubert

Pl. I, fig. 29 a, b

1943. Weiler W., p. 103, pl. I, fig. 37, 41, 44.
1950. Weiler W., p. 242, pl. VIII, fig. 57, pl. XI, fig. 79 a—c.
1962. Paghida N. , p. 15, pl. I, fig. 4.

Dimensiuni (în mm): L. 0,92; Î. 0,80.
Proveniența: Valea lui Ion.
Vîrsta: tortonian.

Lappili

Pl. 1, fig. 18a, b

1943. Weiler W., p. 110, pl. I, fig. 54, 63.

Dimensiuni (în mm): L. 0,70; Î. 0,52.
Proveniența: Valea lui Ion.
Vîrsta: tortonian.

НОВЫЕ ГРУППЫ ТОРТОНСКИХ ОРГАНИЗМОВ В ФАУНЕ БУИТУРИ (БОКОНЕРВНЫЕ И РЫБЫ)

РЕЗЮМЕ

Боконервные и рыбы изучаются нами впервые в тортонских отложениях Буитури.

Боконервные представлены отдельными пластинками, а рыбы—отолитами, зубами и позвонками. Отмечаются 7 видов боконервных и 23 вида отолитов, в числе которых 10 видов принадлежат роду *Gobius*, распространенному и в морях и в настоящее время. Другие роды представлены одним или двумя видами.

В комплексе определенной фауны, 4 вида боконервных и 8 видов отолитов являются новыми для тортонских отложений нашей страны.

Определение этой фауны дополняет комплекс тортонских организмов Буитури.

BIBLIOGRAFIE

Boettger O. (1901), *Zur Kenntnis der Fauna der mittelmiocänen Schichten von Kostej im Krasso-Szorenyer Komitat*, Verh. u. Mitt. siebenb. Ver. f. Naturw., Viena, **51**.
— (1906), *Zur Kenntnis der Fauna der mittelmiocänen Schichten von Kostej im Krasso-Szorenyer Komitat*, Verh. u. Mitt. siebenb. Ver. f. Naturw, Viena, **54—55**.

Brzobohaty R. (1965), *Fisch Otolithen (Pisces, Teleostei) aus den Karpaten von Nosislav (Mittelmiozän Südmähren)*, Acta Muzei Moraviae.

Chaine J. et Duverger J. (1928), *Sur les otolithes fossiles de la Pologne*, Rocz. Polsk. Tow. Geol., Cracovia, **V.**

Koch A. (1900), *Das Tertiär Siebenbürgens*, Neogen, Budapesta **II.**

Koken E. (1884), *Über Fisch -Otolithen insbesondere über diejenen der norddeutschen Oligocän-Ablagerungen*, Zeitschr. d. deutsch. Geolog. Gesell. Berlin **XXXVI.**

— (1888), *Neue Untersuchungen an tertiären Fisch-Otolithen*, Zeitschr. d. deutsch. Geolog. Gesell., Berlin, **XL.**

— (1891), *Neue Untersuchungen an tertiären Fisch-Otolithen*, Zeitschr. d. deutsch. Geolog. Gesell., Berlin, **XLIII.**

Malatesta A. (1962), *Mediteranean Polyplacophora Cenozoic and Recent*. Geologica Romana, Roma, **I.**

Marinescu J. (1964), *Reprezentanți ai clasei Amphineura în miocenul din Oltenia*, D. S. Com. geol., **L.**

Martonfi L. (1893), *Beitrage zur fossilen Fauna von Buytur*, Orvos Természettud. Ertesitö Kolozsvar, Budapest, **XV.**

Neugeboren L., (1860), *Systematisches Verzeichnis der in den Straten bei Buytur auf Felsö Pestes Dorfgebiet unweit Vajda Hunyad vorkommenden Tertiär-Mollusken-Gehäuse*, Verh. u. Mitt. siebenb. Ver. f. Naturw., Viena, **XI.**

— (1878), *Systematisches Verzeichnis der in den Straten bei Buytur unweit Vajda-Hunyad vorkommenden fossilen Tertiär-Bivalven-Gehäuse*, Verh. u. Mitt. d. siebenb. Ver. f. Naturw., Viena, **XXXIII.**

Paghida N. (1962), *Otolitele din buglovianul Podișului Moldovenesc*. An. st. ale Univ. „Al. I. Cuza", Iași, **VIII.**

Priem F. (1912), *Sur les poissons fossiles des terrains tertiaires supérieurs du sud-ouest de la France*, Bull. de la Soc. Géol. de France, **2(XII).**

— (1913), *Sur les otolithes de l'eocen du Cotentin et de Bretagne*, Bull. de la Soc. Géol. de France, **3 (XIII).**

— (1914), *Sur les otolithes des poissons fossiles des terrains tertiaires supérieurs du sud-ouest de la France*, Bull. de la Soc. Géol. de France, **4 (XIV).**

Rado-Moisescu G. (1955), *Stratigrafia și fauna de moluște din depozitele tortoniene și sarmațiene din regiunea Buituri, R.P.R.*, Edit. Acad. R.P.R., București.

— *Date noi asupra faunei tortoniene de la Buituri*, An. Univ. București, **23.**

— (1965), *Studiul otolitelor tortoniene de la Coșteiul de Sus*, Anal. Univ. București, **14.**

— (1965), *Studiul briozoarelor tortoniene de la Buituri, Lăpugiu și Coșteiul de Sus*, Anal Univ. București, **14,** *1.*

— (1966), *Dasycladacee in depozitele miocene din R.P.R.*, Anal. Univ. București, **15,** *1.*

Schubert R. J. (1905), *Fisch-Otolithen des österr.-ungar, Tertiärs*, Jahresb. d. k. k. geol. R. A., Viena, **LV.**

— (1906), *Fischotolithen des österr.-ungar Tertiärs*, Jahresb. d. k. k. geol. R. A., Viena, **LVI,**

Stur D. (1863), *Bericht über die geologische Übersichtsaufnahme des südlichen Siebenbürgens*, Jahresb. d. k. k. geol. R. A., Viena, **XII.**

Sulc J. (1934), *Studien über die fossilen Chitonen im Neogen des Wiener Beckens und der angrenzenden Gebiete*, Ann. Naturhist. Mus. Wien, **XLVII.**

Weiler W. (1942), *Die Otolithen des rheinischen und nordwestdeutschen Tertiärs*, Abhand. d. Reichs. f. Bodenforschung, N. F. Berlin, *206.*

— (1943) *Die Otolithen aus dem Jungtertiär Südrumäniens. Buglow und Sarmat*, Senkenbergiana, Frankfurt a. M., **XXVI.**

— (1950), *Die Otolithen aus dem Jung tertiär Südrumäniens Senkenbergiana*, Frankfurt a. M., **XXXI.**

— (1963), *Die Fischfauna des Tertiärs im oberrheinischen Graben des Mainzer Beckens, des unteren Maintals und der Wetterau, unter besonderer Berücksichtigung des Unterren-Miozäns*, Abhandl. d. Senckenberg. Naturforsch. Gesell., Frankfurt, a. M., *504.*

Zilch A. (1934), *Zur Fauna des Mittel-Miocäns von Kostej (Banat)*, Senkenbergiana, Frankfurt, a. M., **XVI.**

Universitatea București,
Facultatea de geologie și geografie

Primit în redacție la 29 aprilie 1966

FAUNA DE RUDIȘTI SENONIENI DE LA REMEȚI (APUSENII DE NORD)

DE

DENISA LUPU

55(05)

În Apusenii nordici, senonianul inferior și mediu se dezvoltă exclusiv în facies de Gosau, fiind întîlnit în cîteva bazine sau simple iviri izolate, datorită fie eroziunii, fie acoperirii acestor depozite de către formațiunile eruptive din Masivul Vlădeasa.

Aceasta este și situația din grabenul Remeți, unde depozitele senoniene ocupă cîteva mici suprafețe izolate la partea superioară a succesiunii formațiunilor mezozoice.

SCURT ISTORIC

Cercetările anterioare, care au avut ca obiect formațiunile mezozoice din regiunea Remeți, s-au îndreptat în special asupra triasicului și jurasicului care ocupă dealtfel cea mai mare parte a teritoriului.

În privința cretacicului superior, Th. Kräutner (1941) consideră gresiile, calcarele și marnele neocretacice din regiune ca aparținînd turonianului și senonianului.

S. Pauliuc (1958) descrie o succesiune neocretacică reprezentată prin conglomerate, urmate de gresii marnoase cu *Exogyra columba* și apoi de marne și calcare cu hipuriți. Autorul amintit atribuie prima parte a succesiunii cenomanianului și turonianului inferior, iar a doua parte turonianului superior și senonianului.

După cum reiese însă din studiul biostratigrafic și paleontologic prezentat în nota de față, terenurile cretacice superioare din regiunea Remeți aparțin exclusiv senonianului.

SUCCESIUNEA STRATIGRAFICĂ

Stratigrafia depozitelor senoniene din regiune a putut fi cunoscută datorită cîtorva secțiuni relativ bine deschise, oferite de afluenți ai văii Iadului.

St. și cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 14, nr. 1, p. 205—224, București, 1969

Întrucît nota de față are ca obiect studiul faunei de rudiști, vor fi descrise doar profile în care, în cadrul succesiunii senoniene, au fost întîlnite calcare conținînd astfel de organisme.

Pe Valea Leșului, afluent stîng al Văii Iadului (fig. 1), se disting două nivele de calcare cu rudiști, din care primul, brecios, roșcat, conține

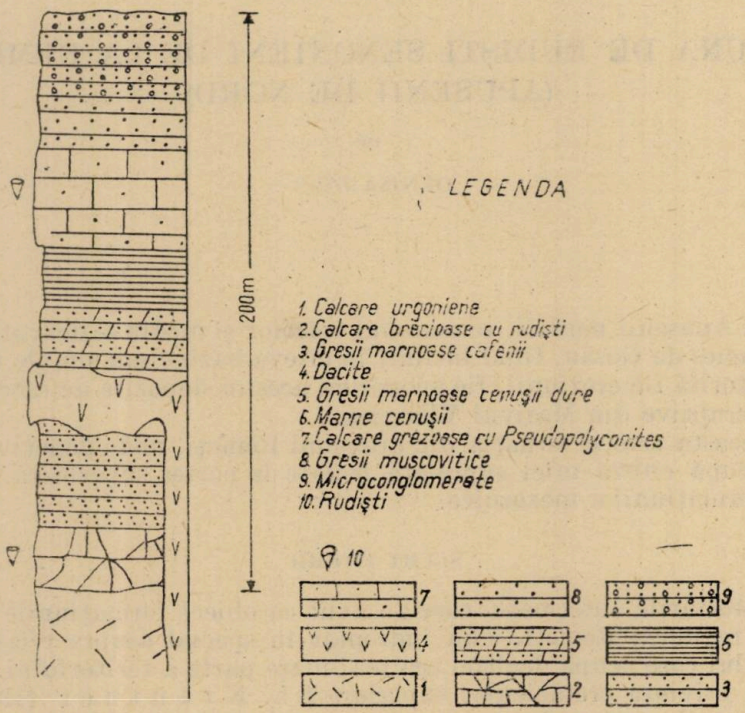


Fig. 1. — Secțiune schematică prin succesiunea senonianului de la Valea Leșului.

o faună reprezentată în special prin hipuritide (*Hippurites* (*Vaccinites*) *sulcatus* Defr., *Hippurites* (*Hippuritella*) *maestrei* Vidal, *Hippurites (Orbignya) nabresinensis acuticostatus* n. s. sp.), indicînd santonianul superior.

Din al doilea nivel de calcare, cenușii închise și mai omogene a fost recoltat un exemplar de *Pseudopolyconites*, radiolitid de vîrstă maestrichtiană.

Un al doilea profil în care apar calcare cu rudiști este cel al văii Dobșorului, de asemenea afluent stîng al Văii Iadului (fig. 2). Aici nivelul de calcare cu rudiști marchează începutul succesiunii. Fauna acestuia este constituită din forme de *Lapeirousia*, gen predominant prin frecvență, *Durania*, *Osculigera*, *Distefanella*. În baza nivelului a fost identificată

specia *Hippurites* (*Orbignya*) *matheroni* Douv. Fauna mai sus citată indică vîrsta santoniană.

Peste calcarele cu rudiști din Valea Dobșorului urmează o succesiune de roci detritice, în care se intercalează cîteva nivele fosilifere bogate în exemplare de *Pycnodonta vesicularis* (Lam.) și gasteropode

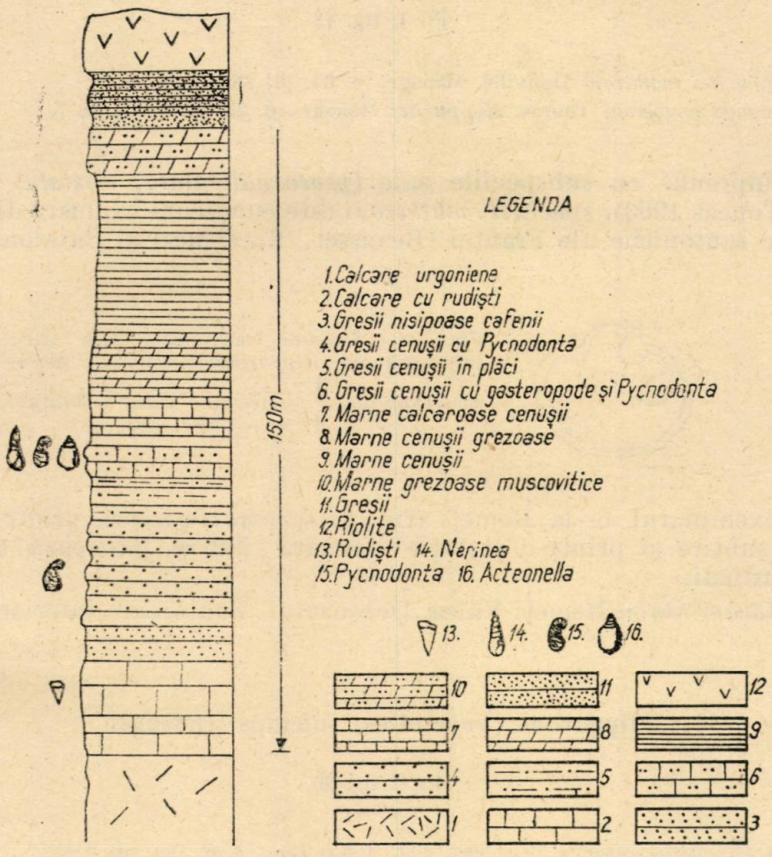


Fig. 2. — Secțiunea schematică prin succesiunea senonianului de la Valea Dobșorului.

(*Nerinea nobilis* Münst., *Actaeonella goldfussi* d'Orb.), reprezentînd campanianul.

Către sud, pe toate profilele parcurse, faciesul depozitelor senoniene este grezos, bogat în exemplare de *Pycnodonta vesicularis*, dar lipsit de calcare cu rudiști.

Partea superioară a succesiunii senonianului este, și în regiunea Remeți, constituită dintr-o formațiune vulcanogen sedimentară (riolite, tufite, brecii tufogene, marne, marne tufacee, gresii, toate în alternanță neregulată), aparținînd probabil maestrichtianului superior.

Familia **HIPPURITIDAE** Gray

Genul **Hippurites** Lamarck 1801

Hippurites (Orbignya) matheroni Douvillé

Pl. I, fig. 18

1893 *Hippurites matheroni* Douvillé, Monogr., p. 64, pl. IX, fig. 3, 4, 5.
1903 *Orbignya matheroni* Toucas, *Hippurites* Monogr., p. 23, pl. I, fig. 6, 7.

Împreună cu subspeciile sale (*praecanaliculata, cristata, montsecana*, Toucas 1903), specia *H. matheroni* este cunoscută exclusiv din zăcămintele santoniene ale Franței (Beausset, Martigues) și Cataloniei.

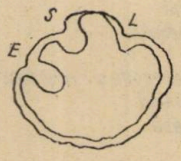


Fig. 3. — Secțiune transversală prin valva inferioară de *Hippurites (Orbignya) matheroni* Douvillé, $\frac{1}{1}$, Remeți—Valea Dobșorului.

Exemplarul de la Remeți (fig. 3) se caracterizează printr-un test foarte subțire și printr-o costație atenuată. Nu se păstrează aparatul mio-cardinal.

Zăcământul: Remeți-Valea Dobșorului. Santonian inferior-mediu.

Hippurites (Vaccinites) sulcatus Defrance

Pl. I, fig. 20

1847—50 *Hippurites sulcatus* d'Orbigny, Pal. franc. Cret. *4*, p. 168 pl. DXXX, fig. 1—2, pl. DXXXI.
1857 *H. sulcatus* Bayle, Nouvelles observations. B.S.G.F. **14**, *2*, p. 697.
1864 *H. tomesianus* p. p. Zittel, Bivalven d. Gosau., Denkschr., Akad. d. Wissensch., Wien, 24, p. 141, pl. XXIII, fig. 1, 2, 4.
1892 *H. sulcatus* Douvillé, Monogr., p. 43, pl. V, fig. 4, 5.
1895 *H. sulcatus* Douvillé, Monogr., p. 159, pl. XXIII, fig. 1—3.
1904 *V. sulcatus* Toucas, Hippurites, Monogr., p. 102, pl. XV, fig. 1—3 a.
1926 *H. sulcatus* Parona, Rudiste dell Istria, Mem. Istituto geol. Padova, 7, p. 17, pl. II, fig. 3 a, 3 b, 4.

În cadrul acestei specii, foarte comună populațiilor de hipuritide ale santonianului și campanianului, au fost distinse două forme, avînd drept criteriu diferențial dimensiunile crestei ligamentare.

S-a putut constata că indivizii cu o creastă ligamentară scurtă fără tendința de a-și micșora lățimea către partea terminală, sînt proprii asociațiilor campaniene, în timp ce formele cu o creastă mai alungită și,

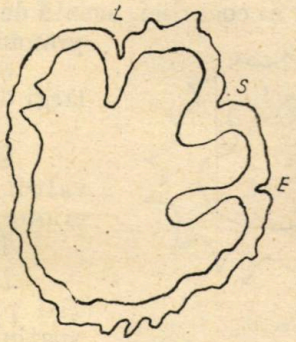


Fig. 4. — Secțiune transversală prin valva inferioară de *Hippurites* (*Vaccinites*) *sulcatus* Defrance, $\frac{1}{1}$, Remeți — Valea Dobșorului.

care se subțiază în apropierea troncaturii — caracter care se recunoaște și la prezentul exemplar (fig. 4) sînt de vîrstă santoniană.

Zăcămînt: Remeți — Valea Dobșorului. Santonian superior.

Hippurites (Hippuritella) maestrei Vidal

Pl. I., fig. 19

1892 *H. bayani* Douvillé, Monogr., p. 133.
1894 *H. maestrei* Douvillé, Monogr., p. 163.
1895 *H. maestrei* Douvillé, Monogr., p. 963, pl. XXIV, fig. 1—6, pl. XXXII, fig. 7.
1903 *Orbignya maestrei* Toucas Hippurites, Monogr., p. 50, pl. VI, fig. 4—6.
1963 *Hippuritella maestrei* Pamouktchiev, Faune rudiste du Crét. sup. en Bulgarie, p. 106, pl. 3, fig. 2, 3.

Reprezentanții acestei forme — foarte răspîndită în depozitele santoniene superioare ale provinciei mediteraneene (Catalonia, Franța, Grecia) — sînt de talie foarte mică (5—8 mm), cu test subțire și costație nere-

Fig. 5. — Secțiune transversală prin valva inferioară de *Hippurites* (*Orbignya*) *maestrei* Vidal, 2x, Remeți — Valea Leșului.

gulată (fig. 5). Aparatul mio-cardinal nu este conservat. Specia este citată în depozite de vîrstă maestrichtiană din Bulgaria de vest (Breznik).

Zăcămînt: Remeți — Valea Leșului. Santonian superior.

Hippurites (Orbignya) nabresinensis acuticostatus n. s. sp.

Pl. I, fig. 21

Caracteristica principală a acestei subspecii se referă la aspectul exterior al cochiliei, ornată de 17 coaste de format ascuţit, mai dese şi mai pronunţate în partea opusă platoului cardinal.

Fig. 6.—Secţiune transversală prin valva inferioară de *Hippurites* (*Orbignya*) *nabresinensis acuticostatus* n. sp., $\frac{1}{1}$, Remeţi–ValeaLeşului.

Şanţurile intercostale sînt rotunjite şi mai largi decît coastele.

Creasta ligamentară este absentă.

Sînt vizibile cele două fosete ale dinţilor valvei superioare, dintele N, precum şi apofiza mioforă posterioară paralelă cu pilierul S.

Limbul este fin striat radial.

Dimensiuni: diametrul 3 cm; unghiul direcţiei pilierilor 45°; lăţimea coastelor 0,2—0,3 cm; spaţiul intercostal 0,3—0,6 cm;

Holotip: în colecţia personală nr. 303.

Localitatea-tip: Remeţi — Valea Leşului.

Poziţia stratigrafică: orizontul inferior al calcarelor cu rudişti din culcuşul stratelor cu *Pycnodonta vesicularis* (Lam.).

Se asociază cu: *Hippurites* (*Orbignya*) *maestrei* Vidal, *Hippurites* (*Vaccinites*) *sulcatus* Defrance.

Vîrsta: santonian superior.

Raporturi şi diferenţe. Pilierii subspeciei noi au conturul şi aşezarea identică formei tip a speciei.

Creasta ligamentară este precis conturată la cea din urmă, sub forma unui burlet, spre deosebire de noua subspecie, unde este aproape nulă.

Numărul mai mic şi formatul coastelor constituie de asemenea elemente net diferenţiale faţă de *H. nabresinensis* descris de F u t t e r e r.

Le caractère particulier de cette forme se rapporte à l'aspect extérieur de la coquille, ornée de dix-sept côtes aiguës, plus serrées du côté opposé au plateau cardinal (fig. 6).

Les échancrures qui les séparent sont arrondies et plus larges que les côtes.

L'arête ligamentaire est absente.

On peut observer les fossettes B′ et B, la dent N et l'apophyse miophore postérieure.

Le limbe est finement strié.

Dimensions: diamètre 3 cm;
l'angle de la direction des piliers 45°;
largeur des côtes 0,2—0,3 cm;
l'espace entre les côtes 0,3—0,6 cm.

Holotype: dans la collection personelle No. 303.

Localité-type: Remeţi—Valea Leşului.

Âge: Santonien supérieur, l'horizon calcaire inférieur à Rudistes, au mur des Couches à *Pycnodonta vesicularis* (Lam)—la forme petite, fréquente dans le campanien.

Association: *Hippurites* (*Orbignya*) *maestrei* Vidal, *Hipp.* (*Vaccinites*) *sulcatus*, *Defrance Biradiolites* aff. *stoppanianus* (Pirona).

Rapports et différences. Les piliers de la nouvelle sous-espèce ont le contour et l'emplacement de la forme type de l'espèce.

L'absence de l'arête ligamentaire, le nombre plus petit des côtes et leur configuration, sont les éléments de différenciation par comparaison à *Hippurites nabresinensis* Futterer.

Hippurites (Orbignya) praebioculatus Toucas

Pl. I, fig. 22

1903 *Orbignya praebioculatus* Toucas, Hippurites, Monogr. p. 39, pl. IV, fig. 2–6.

Forma tip a speciei a fost recoltată din santonianul superior de la Montagnes des Cornes.

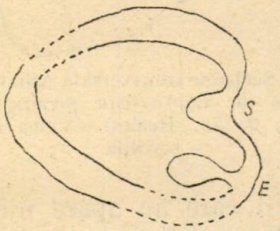


Fig. 7. – Secțiune transversală prin valva inferioară de *Hippurites* (*Orbignya*) *praebioculatus* Toucas, 2 x, Remeți–Valea Dobșorului.

Zăcământ: Remeți—Valea Dobșorului. Santonian superior (fig. 7).

Familia **RADIOLITIDAE** Gray

Subfamilia **SAUVAGESINAE**

Genul Lapeirousia Bayle 1878

Lapeirousia pervinquierei (Toucas)

Pl. II, fig. 28

1908 *Sphaerulites pervinquerei* Toucas. Radiolites, Monogr. p. 57, pl. X, fig. 1.
1910 *Lapeirousia pervinquierei* Douvillé. Études sur les Rudistes, Mém. Soc. Géol. France 41 p. 27, pl. I, fig. 7.
1932 *L. pervinquierei* Kühn, Fossilium Catalogus Rudistae, p. 119.
1938 *L. pervinquierei* Milovanović. Anatomie comparée et relations des *Lapeirouseiinae*. Bull. de l'Acad. Sc. Nat. Belgrade.
1957 *L. pervinquierni* Pejović. Geologie und Tektonik der weiteren Umgebung von Poćuta, p. 87, pl. XXIV, fig. 1–2.

Deși stratul prismatic este bine dezvoltat, pseudopilierii, care comportă prelungiri sub forma unor degete de mănușă către marginea

externă a cochiliei (caracter specific acestui tip de *Lapeirousia*), nu comunică prin sutură cu mediul exterior (fig. 8).

În regiunea sifonală, în special în vecinătatea pseudopilierului S, se văd sub lupă lame succesive de țesut prismatic.

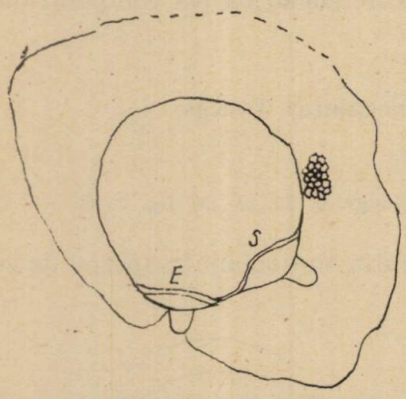


Fig. 8. — Secțiune transversală prin valva inferioară de *Lapeirousia pervinquierei* (Toucas), 2, 5x, Remeți — Valea Dobșorului.

Prin examinarea celulelor din imediata apropiere a vîrfului pseudopilierilor, nu se constată nici o întrerupere a acestora, nici un indiciu al unui traseu sutural.

Absența suturii se remarcă și la exemplarul tunisian figurat de Ar. Toucas (1908) și H. Douvillé (1910).

B. Milovanović (1938) consideră sutura, ca și pseudopilierii și osculele lapeirousiilor, drept consecința unei dezvoltări particulare a sifoanelor.

Referindu-se în mod special la sutură, acest autor o consideră ca rezultînd din coroziunea țesutului prismatic, care are loc ulterior secretării unei noi lame externe. Evidența acestui proces, datorită desigur funcției sifonante, o constituie configurația însăși a suturii, care nu apare niciodată în linie dreaptă și a prismelor din vecinătatea suturii, care sînt inegal dezvoltate sau rupte.

Absența suturii la reprezentanții speciei pervinquierei, poate fi interpretată ca o excepție în cadrul genului, ținînd seama de formatul special al pseudopilierilor, sau ca un moment anterior procesului de formare al suturii.

Ocurența rară, ca și numărul foarte redus al exemplarelor acestei specii nu permit în această privință concluzii precise ci doar simple supoziții.

O mențiune privind lipsa traseului sutural se poate face în cazul formei *Lapeirousia aumalensis* Douvillé din turonian.

Zăcămînt: Remeți—valea Dobșorului. Santonian.

Lapeirousia sp.

Pl. I, fig. 23

Formă primitivă a genului prin conformația simplă a pseudopilierilor care vin în contact direct cu exteriorul și prin grosimea redusă a testului în raport dimensional cu cavitatea internă (fig. 9).

Zăcămînt: Remeți—Valea Dobșorului. Santonian.

Relevînd caracteristicile unei forme primitive, se ajunge în mod implicit la considerații de ordin filogenetic.

H. Douvillé (1910) și L. Moret (1934—35) au explicat apariția pseudopilierilor și în consecință transformarea unor forme de

Durania în lapeirousii, prin invaginarea benzilor sifonale la specii cu sinusuri foarte excavate (ex. *Durania flicki*), căreia i-a urmat o complicare progresivă a organizaţiei intratestacee, în paralel cu o dezvoltare secundară a ţesutului din zona respectivă.

B. Milovanović în studiul său asupra lapeirouseinelor (1938), argumentează cu date structural anatomice imposibilitatea unui astfel de proces.

Totodată remarcă faptul că pseudopilierii lapeirousiilor primitive sînt mai puţin profunzi decît benzile sifonale ale speciilor de *Durania* (*D. flicki*, *D. bertholoni*, *Durania* sp. Parona, *D. arnaudi*), considerate de diverşi autori ca ascendenţi probabili în filogenia amintită.

În mod logic, pentru a aborda o problemă de filogeneză se va porni de la formele cele mai vechi, care păstrează trăsături ale grupului din care derivă.

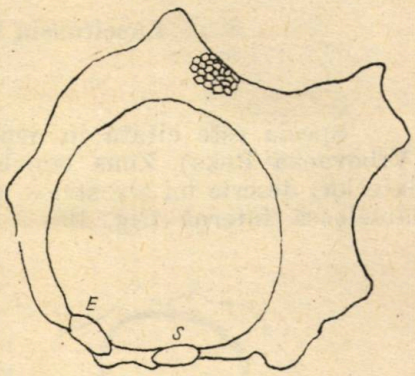


Fig. 9. — Secţiune transversală prin valva inferioară de *Lapeirousia* sp., 3x, Remeţi — Valea Dobşorului.

Descriind cea mai veche specie a genului — *Lapeirousia aumalensis* — Douvillé (1915) arată asemănarea acesteia cu o duranie.

Într-adevăr, doar prezenţa pseudopilierilor permite atribuirea acestei forme genului *Lapeirousia*.

Costaţia fină a cochiliei, testul mai îngust în raport cu cavitatea internă, sinusurile relativ largi şi excavate, interbanda în proeminenţă sînt caractere proprii genului *Durania*.

Pseudopilierii, raportaţi la dimensiunile generale ale cochiliei sînt mari, ocupînd aproape toată lăţimea limbului în regiunea sifonală şi au formă triunghiulară, cu mici zone adiţionale la vîrf.

În spaţiul foarte îngust care separă vîrful pseudopilierilor de marginea cochiliei nu apare un traect sutural.

Considerînd deci prima specie de *Lapeirousia*, precum şi formele vădind caractere primitive care se întîlnesc şi în această asociaţie de vîrstă santoniană, se ajunge la aceiaşi ipoteză filogenetică emisă de H. Douvillé în 1910.

Derivaţia genului *Lapeirousia* constituie un moment de acomodare, tradus prin apariţia pseudopilierilor, ca o necesitate funcţională a acestor organisme.

Creşterea lăţimii limbului, prin secretarea succesivă de lame prismatice, şi în consecinţă formarea suturii constituie elemente evolutive care se întîlnesc la unele specii santoniene şi la toate speciile din campanian şi maestrichtian.

Aparenţa de invaginaţie a benzilor sifonale este dată de această dezvoltare a ţesutului învecinat pseudopilierilor şi de prezenţa suturii.

Însăşi vîrsta şi morfologia primei lapeirousii infirmă teoria evolutivă a lui H. Douvillé şi L. Moret, după care specia santoniană-

Durania flicki (Toucas) ar constitui ascendentul în acest fenomen de tranziţie.

Considerentele expuse justifică însă menţinerea ipotezei descendenţei genului *Lapeirousia* din Durania.

Lapeirousia laskarevi Milovanović

Pl. I, fig. 24

Specia este citată în depozitele santoniene din Serbia Orientală (Vrbovacka Reka). Zona lameloasă care limitează pseudopilierii către exterior, descrie un arc strîns, ale cărui extremităţi aproape ating zona lameloasă internă (fig. 10).

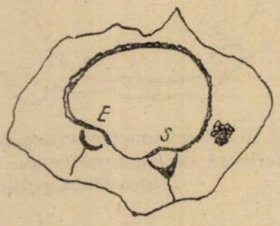


Fig. 10.— Secţiune transversală prin valva inferioară de *Lapeirousia laskarevi* Milovanović, 2,5 x Remeţi —Valea Dobşorului.

Acest element, ca şi uşoara ondulare a stratului prismatic intern constituie caracterele distinctive ale speciei.

Lapeirousia (Lapeirousella) remetiana n. sp.

Pl. I, fig. 23

B. Milovanović a creat subgenul *Lapeirousella* (1938) pentru forme cu pseudopilieri slab dezvoltaţi şi al căror limb larg este constituit din prisme alungite radial.

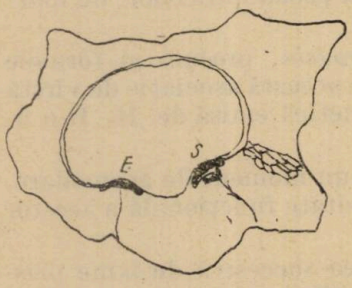


Fig. 11. — Secţiune transversală prin valva inferioară de *Lapeirousia* (*Lapeirousella*) *remetiana* n. sp., 2,5 x, Remeţi—Valea Dobşorului.

La noua specie de *Lapeirousella*, pseudopilierii sînt reduşi la simple îngroşări ale stratului prismatic intern, mulînd inflexiunile cavităţii interne. În faţa acestora, pe o porţiune foarte redusă, ţesutul devine mai dens.

De la aceşti pseudopilieri pornesc liniile de sutură, vizibile pînă la marginea limbului. Linia suturală a pseudopilierului S este precedată de o lacună.

Prismele stratului extern se alungesc radial (fig. 11).

Dimensiuni : diametrul total 1,6 cm; diametrul cavităţii interne 0,9 cm; grosimea limbului în zona sifonală 0,4 cm; distanţa între pseudopilieri 0,2 cm.

Holotip: în colecţia personală nr. 306.

Localitate-tip: Remeți—Valea Dobșorului.
Poziția stratigrafică: Orizontul calcarelor cu rudiști din culcușul stratelor cu *Pycnodonta vesicularis* (Lam.).

Se asociază cu: *Lapeirousia laskarevi* Milovanović, *Osculigera kuehni* n. sp., Hippurites (Orbignya) praebioculatus Toucas.

Vîrsta: santonian superior.

Raporturi și diferențe. Față de *Lapeirousella orientalis* Milovanović, specie tip a subgenului, provenind din santonianul de la Vrbovacka Reka, noua specie are pseudopilieri mai simpli, iar zona lameloasă lipsește.

O altă diferență între aceste două forme o constituie conturul cavității interne. În timp ce la forma tip pseudopilierii sînt puțin profunzi, *Lapeirousella remetiana* se caracterizează prin pseudopilieri plasați în concavități mai pronunțate.

Ambelor specii le este comună structura în prisme radiale a stratului extern precum și construcția puțin complicată a pseudopilierilor.

Derivatio nominis: de la localitatea Remeți.

Milovanović a créé le sous-genre *Lapeirousella* (1938) pour les formes dont les pseudopiliers sont faiblement développés et dont le limbe large est constitué de prismes allongées, en séries radiales.

En ce qui concerne la nouvelle espèce, le pseudopiliers sont réduits à des simples épaississements de la couche prismatique interne, en moulant les concavités de la cavité interne.

Les lignes de suture sont bien évidentes.

Les prismes de la couche externe sont allongées radialement.

Dimensions: diamètre total 1,6 cm;
diamètre de la cavité interne 0,9 cm;
l'épaisseur du limbe dans la zone siphonale 0,4 cm;
distance entre les pseudopiliers— 0,2 cm.

Holotype: dans la collection personnelle No. 306.
Localité-type: Remeți-valea Dobșorului.
Age: Santonien supérieur, l'horizon calcaire à Rudistes, au mur des Couches à *Pycnodonta vesicularis* (Lam).
Association: *Lapeirousia laskarevi* Milovanović, *Osculigera kuehni* n. sp., *Hippurites* (*Orbignya*) *praebioculatus* Toucas

Rapports et différences. En la rapportant à *Lapeirousella orientalis* Milovanović, espèce type du sous-genre, la nouvelle espèce a des pseudopiliers plus simplement construits, dont la zone lamelleuse manque.

Une autre différence entre les deux formes consiste dans l'amplitude des inflexions de la cavité centrale. Tandis que la forme type a des pseudopiliers peu saillants, *Lapeirousella remetiana* se caractèrise par ses pseudopiliers plus profondément placés (fig. 11).

Les caractères communs pour les deux espèces sont la structure en prismes radiales de la couche interne, autant que la conformation simplifiée des pseudopiliers.

Genul **Pseudopolyconites** Milovanović 1935

Pseudopolyconites sp.

Pl. I, fig. 26

Toate speciile aparţinînd acestui gen provin din maestrichtianul Serbiei Orientale.

Singurul exemplar de *Pseudopolyconites* de la Remeţi este de talie mare (13 cm).

Diferitele strate care constituie testul nu sînt conservate integral, ci doar pe mici porţiuni. În afară de cavităţi subcirculare de 3—7 cm, apar şi zone mai mari, neregulate, umplute cu material secundar.

La interior se desemnează un strat de 1 mm grosime, căruia îi urmează spre exterior, în vecinătatea crestei ligamentare, o lamă prismatică de 5 mm grosime, al cărui reticul poligonal este neregulat, uneori conţi-

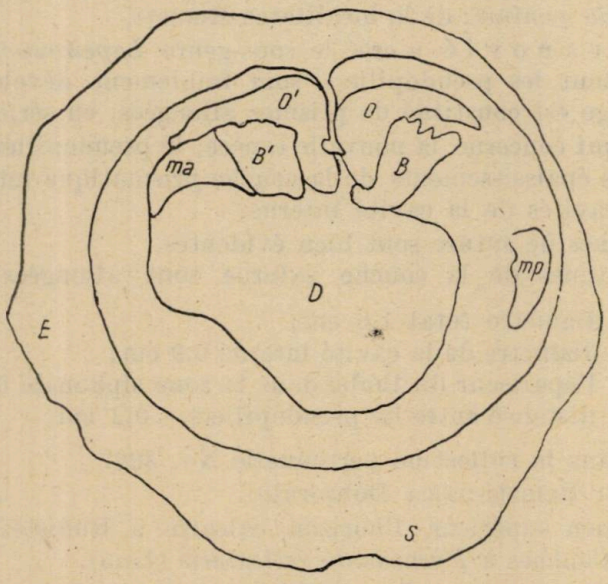


Fig. 12. — Secţiune transversală prin valva inferioară de *Pseudopolyconites* sp., $\frac{1}{2}$, Remeţi—Valea Leşului.

nînd prisme foarte alungite radial şi a cărui prezenţă se remarcă şi în vecinătatea zonei sifonale S (fig. 12).

Această structură, se pare că nu este consecventă, deoarece în alte puncte, în afara stratului care limitează interior limbul, apare un reticul constînd din prisme mai mici, cu pereţi groşi.

Tot discontinuu apare şi ţesutul cortical fin lamelos.

Zona sifonală S are o structură în lame orientate radial, central şi oblic marginal în care alternează zone reticulate cu zone fibroase.

Zona E este mai largă şi cu o structură mai puţin evidentă. Se conturează de asemenea cavităţile 0′ şi 0, foseta dintelui anterior alipită de apofiza mioforă anterioară, foseta dintelui posterior dinţată şi apofiza mioforă posterioară.

Ca ornamentaţie se remarcă în cîteva puncte o costulaţie longitudinală fină, întretăiată de striuri de creştere.

Zăcămînt: Remeţi— Valea Leşului. Maestrichtian.

Genul **Durania** Douvillé 1908

Durania sp. (aff. **Durania major** Kühn)

Pl. II, fig. 30

Formele rare de *Durania* au limbul foarte îngust şi cavitatea internă largă. Sinusurile sînt puţin marcate (fig. 13).

Durania major, descrisă de O. Kühn (1932) din formaţiunile senoniene dela Badamu (Iran), are de asemenea testul foarte subţire în raport cu diametrul cavităţii interne.

La niciuna dintre speciile europene de *Durania* nu se constată acest evident contrast.

Cele două forme se diferenţiază prin configuraţia conturului sinusal, care la forma persană prezintă concavităţi mai pronunţate, precum şi în privinţa dimensiunilor generale, mai mari la cea din urmă.

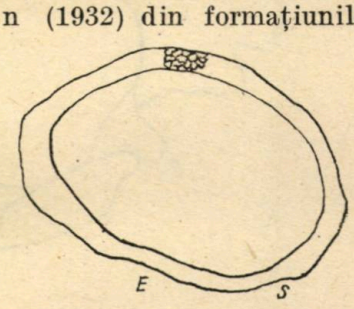


Fig. 13. — Secţiune transversală prin valva inferioară de *Durania* sp. (aff. *Durania major* Kühn), 3x, Remeţi— Valea Dobşorului.

Talia mică a exemplarelor de *Durania* de la Remeţi, ca şi fragilitatea testului, pot fi apreciate ca indicii de degenerescenţă, de inadaptibilitate.

Zăcămînt: Remeţi—Valea Dobşorului. Santonian.

Genul **Osculigera** Kühn 1932

Osculigera kuehni n. sp.

Pl. II, fig. 27

Speciile acestui gen provin exclusiv din formaţiunile de vîrstă maestrichtiană ale provinciei asiatice (Iran).

Raportînd-o la restul populaţiei de radiolitide, noua specie de Osculigera atinge diametrul cel mai mare.

Limbul larg, format din prisme poligonale, este uşor ondulat. În zona sifonală se îngustează mult, astfel încît pseudopilierii mari, apropiaţi, constituiţi din prisme poligonale mai mari decît ale limbului,

vin în contact cu exteriorul (fig. 14). Formatul lor este asemănător cu al pseudopilierilor speciei *Lapeirousia pervinquierei* (Toucas).

Pe suprafaţa limbului apar amprente circulare de cel mult 1 mm diametru, umplute cu material secundar.

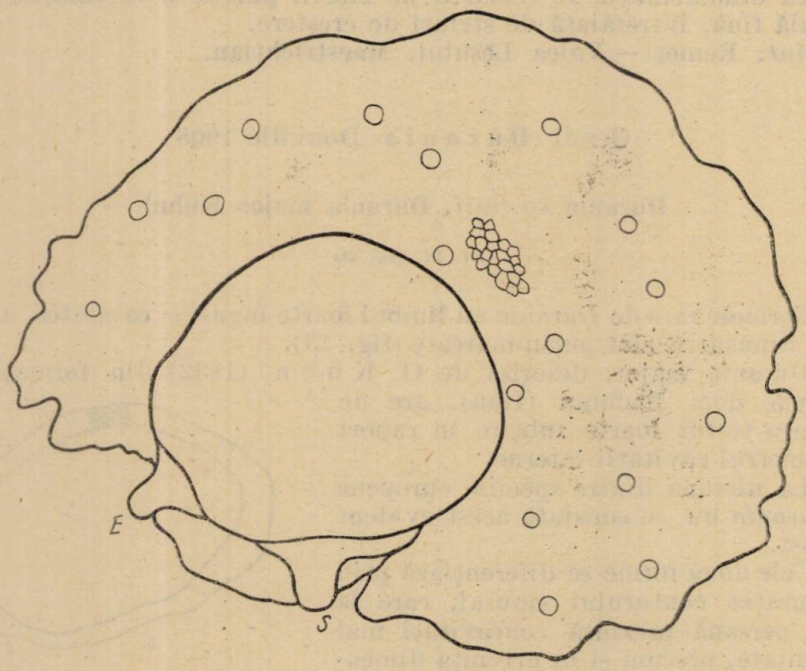


Fig. 14. — *Osculigera kuehni* n. sp., valva inferioară, 3x, Remeţi—Valea Dobşorului.

Descriind genul, O. K ü h n denumeşte „pseudopilieri secundari" aceste organe care imprimă caracterul de specializare.

În cazul cînd un număr egal de oscule ale valvei superioare ar corespunde acestor organe cu secţiune circulară, rolul sifonant al acestora ar fi determinat.

Doar examinarea unei valve superioare de *Osculigera* şi posibilitatea investigaţiei asupra structurii valvei inferioare prin secţiuni verticale ar putea elucida chestiuni privind morfologia şi fiziologia formelor acestui gen.

Un studiu în acest sens nu este încă posibil, datorită numărului infim de exemplare care se deţin pînă acum, ca şi lipsei unei valve superioare de *Osculigera*.

Dimensiuni: diametrul total 3,3 cm;
diametrul cavităţii interne 1,4 cm;
lăţimea maximă a limbului 1,2 cm;
lăţimea limbului în regiunea sifonală 0,2 cm.

Holotip: în colecţia personală nr. 308.

Localitatea-tip: Remeţi—Valea Dobşorului.

Poziția stratigrafică: orizontul calcarelor cu rudiști din culcușul stratelor cu *Pycnodonta vesicularis* (Lam.).
Asociație: *Lapeirousia laskarevi* Milovanović, *Hippurites* (*Orbignya*) *praebioculatus* Toucas. *Lapeirousella remetiana* n.sp.
Vîrsta: santonian superior.
Derivatio nominis: specie dedicată prof. dr. O t h m a r K ü h n din Viena.

Raporturi și diferențe. Prin comparație cu cele trei specii de *Osculigera* cunoscute (*O. magna, O. clegii, O. hippuritiformis*) noua specie are pseudopilieri mai dezvoltați și mai apropiați. În dreptul lor, cavitatea internă are inflexiuni mai puțin pronunțate decît la formele maestrichtiene. Prismele foarte mari care îi constituie amintesc structura pseudopilierilor speciei *Praelapeirousia kossmati* Wiontzek.

O altă caracteristică a acestora este faptul că vin în contact cu exteriorul, în timp ce pseudopilierii speciilor persane sînt izolați printr-un strat prismatic gros.

Lățimea redusă a limbului în regiunea sifonală indică o formă puțin evoluată.

Les espèces de ce genre specialisé proviennent exclusivement du Maestrichtien de la province asiatique (Iran).

Parmi les autres Radiolitidés de l'association, la nouvelle espèce montre le plus grand diamètre.

Le limbe constitué de prismes poligonales est large, sauf la région siphonale, et légèrement ondulé.

Les pseudopiliers sont grands, rapprochés et leurs prismes polygonales sont plus grandes que celles du limbe (fig. 14).

Leur forme ressemble aux pseudopiliers de *Lapeirousia pervinquierei* (Toucas).

Sur la surface du limbe on voit des ampreintes circulaires dont le diamètre ne dépasse pas 1 mm, remplies d'un matériel secondaire.

En décrivant ce genre, O. K ü h n appele ces organes qui prétent sont caractère specialisé comme „pseudopiliers secondaires".

Si un nombre égal d'oscules de la valve supérieure correspondrait, le rôle siphonant de celles — ci, serait determiné.

L'examen d'une valve supérieure d'Osculigera et la posibilité d'investigation sur la structure de la valve inférieure en sections verticales, permettraient d'élucider des questions en ce qui concerne la morphologie et la physiologie des représentants du genre.

Une telle étude n'est pas encore possible à cause du manque d'une valve supérieure, ainsi que du nombre infime d'exemplaires d'Osculigera qu'il y a jusqu'à présent.

Dimensions: diamètre 3,3 cm;
diamètre de la cavité interne 1,4 cm;
largeur du limbe dans la région cardinale 1,2 cm;
„ „ „ „ „ „ siphonale 0,2 cm.

Holotype: dans le collection personelle No. 308.
Localité-type: Remeți — valea Dobșorului.
Âge: santonien supérieur l'horizon calcaire à Rudistes au mur des Couches à *Pycnodonta vesicularis* (Lam.).
Association: *Lapeirousia laskarevi* Milovanović, *Lapeirousia*

(*Lapeirousella*) *remetiana* n. sp., *Hippurites* (*Orbignya*) *praebioculatus* Toucas.

Derivatio nominis: espèce dediée à O t h m a r K ü h n.

Rapports et différences. Par comparaison avec les espèces du Maestrichtien (*O. magna, O. cleggi, O. hippuritiformis*), la nouvelle espèce a les pseudopiliers plus développés, plus rapprochés et moins saillants vers l'intérieur. Leurs prismes sont très grandes, en rappelant la structure des pseudopiliers de *Praelapeirousia kossmati* Wiontzek.

Un autre caractère differentiel de cette plus ancienne forme du genre est la minceur du limbe dans la region siphonale, ainsi que les pseudopiliers qui poussent à l'extérieur, tandis que ceux des formes persannes sont isolés par une épaisse couche prismatique.

Comme chez les *Lapeirousia* aussi un faible développement de la couche prismatique dans cette zone, indique une espèce peu evoluée.

Subfamilia **RADIOLITINAE**

Genul **D i s t e f a n e l l a** Parona 1901

Distefanella sp.

Pl. II, fig. 32

Singurul exemplar aparţinînd acestui gen este o formă juvenilă (4 mm diametru). Sub lupă este vizibil septumul dorsal (fig. 15).
Zăcămînt: Remeţi — valea Dobşorului. Santonian.

Fig. 15. — Secţiune transversală prin valva inferioară de *Distefanella*, sp., 2,5 ×, Remeţi — Valea Dobşorului.

Biradiolites aff. stoppanianus (Pirona)

Pl. II, fig. 31

Diametrul cochiliei nu depăşeşte 7,5 mm. Secţiunea aproape cvadrangulară a valvei inferioare ornată de rare coaste ascuţite, ca şi benzile sifonale înguste şi proeminente (fig. 16), apropie această formă de *Biradiolites stoppanianus* (Pirona).

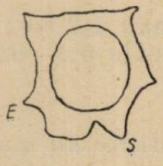


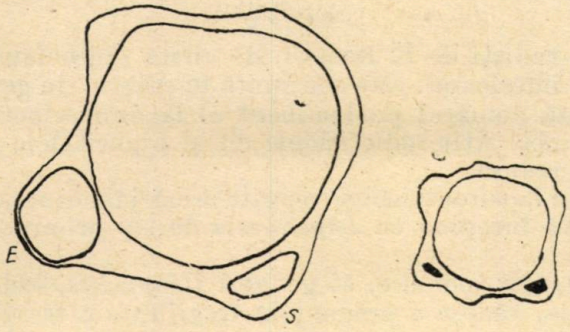
Fig. 16.— Secţiune transversală prin valva inferioară de *Biradiolites* aff. *stoppanianus* (Pirona), 2×, Remeţi—Valea Deşului.

Zăcămînt: Remeţi — valea Leşului. Santonian superior.

Radiolitine de tip **Bournonia (Novus genus?)**

Pl. II, fig. 29, 29 a

Cei doi indivizi (dintre care unul este o formă tînără) care ar putea fi atribuiți acestui gen (fig. 17*a* și *b*) au test extrem de subțire în raport cu cavitatea internă, cochilie lisă și tendința de a-și crea o organizație intratestacee, care poate căpăta proporții exagerate.



a *b*

Fig. 17a—17b. — Radiolitine de tip *Bournonia*, 3x, Remeți — Valea Dobșorului.

Pentru moment, datorită absenței unor eșantioane degajate din rocă, se consemnează doar apariția acestor forme particulare în asociația de rudiști din bazinul Remeți.

CONSIDERAȚII PALEOECOLOGICE

Zonele în care s-au putut dezvolta rudiștii, nerineile, acteonelele și pycnodontele constituiau teritorii de șelf, eventual mici golfuri, mai mult sau mai puțin separate prin grinduri în diverse etape.

Astfel, în sectorul Văii Dobșorului culoarea cenușie închisă a rocii nivelelor fosilifere, eflorescențele de sulf și urmele de pirită, denotă un mediu reducător, suspensoid, produs prin izolare.

Prezența acteonelelor dovedește tendința de îndulcire a apei într-un anumit moment, consecință probabilă a separării biotopului față de restul mării.

Roca purtătoare de rudiști este un adevărat „Stinkkalk", emanînd mirosul caracteristic la lovire.

Este de remarcat frecvența în acest biotop impur și neoxigenat, a lapeirousiilor și prezența unei specii de *Osculigera*, organisme prevăzute cu o organizație sifonală intratestacee, ultima formă fiind dotată cu un sistem de canalicule verticale, carora li se presupune un rol de filtrant.

Speciile de *Hippurites*, ilustrate de indivizi rari nedezvoltați și cu test subțire, degenerescența formelor de *Durania*, prezența radiolitinelor de tip *Bournonia* cu zone sifonale hipertrofiate, ca și talia mică a tuturor celorlalte organisme (exceptînd *Osculigera*) dovedesc dificultatea de adaptare la acest mediu.

În sectorul Văii Leşului, nivelul bazal de calcare deschise la culoare, brecioase, în care predomină hipuriţii, indică depunerea în aceiaşi zonă de şelf, neseparată de larg, agitată de curenţii de ţărm care vehiculau materialul detritic. Ulterior, mediul reducător se instalează şi în acest sector, fapt dovedit de litologia nivelului superior şi de prezenţa unei specii de *Pseudopoliconites*, a cărui anatomie complicată a zonelor sifonale, relevă încă odată concordanţa dintre condiţiile de viaţă şi configuraţia unei populaţii la un moment dat.

CONCLUZII

Fauna de rudişti de la Remeţi, de vîrstă santoniană şi maestrichtiană (probabil inferioară), este conţinută în calcare, în general detritice.

Se constată numărul predominant al lapeirouseinelor în rocile cu caracter bituminos. Atît radiolitidele cît şi hipuritidele acestui litotop au dimensiuni reduse.

În privinţa lapeirouseinelor se poate urmări tendinţa de specializare, o linie evolutivă începînd cu *Lapeirousia* de tip primitiv şi sfîrşind cu *Osculigera*.

Reprezentanţii sporadici ai genului *Hippurites*, radiolitinele şi în special duraniile, vădesc o pronunţată fragilitate a testului, indiciu de inadaptabilitate.

În calcarele obişnuite, de culoare deschisă, sînt conţinute numeroase hipuritide cu o dezvoltare normală a testului. Speciile asociaţiei de la Remeţi — în afara formei *Osculigera kuehni* — aparţin provinciei mediteraneene.

Apariţia unei specii de *Osculigera*, gen nesemnalat încă în Europa, pune în primul rînd (avîndu-se în vedere frecvenţa sa restrînsă) probleme de palaeocologie. Concluziile paleogeografice vor avea valoare în momentul identificării mai multor puncte de zăcămînt care să includă această formă.

PLANŞA I

Fig. 18. — *Hippurites* (*Orbignya*) *matheroni* Douvillé, $\frac{1}{1}$ Remeţi — Valea Dobşorului.

Fig. 19. — *Hippurites* (*Hippuritella*) *maestrei* Vidal, 2x, Remeţi — Valea Leşului.

Fig. 20. — *Hippurites* (*Vaccinites*) *sulcatus* Defrance, $\frac{1}{1}$ Remeţi — Valea Dobşorului.

Fig. 21. — *Hippurites* (*Orbignya*) *nabresinensis acuticostatus*. n. sp. $\frac{1}{1}$ Remeţi — Valea Leşului.

Fig. 22. — *Hippurites* (*Orbignya*) *praebioculatus* Toucas, 2x, Remeţi — Valea Dobşorului.

Fig. 23. — *Lapeirousia* sp. 3 × Remeţi — Valea Dobşorului.

Fig. 24. — *Lapeirousia laskarevi* Milovanović, 25 x, Remeţi — Valea Dobşorului.

Fig. 25. — *Lapeirousia* (*Lapeirousella*) *remetiana* n. sp., 2,5×, Remeţi — Valea Dobşorului.

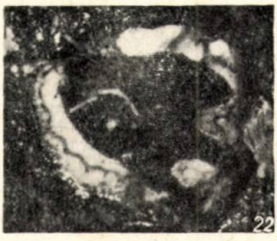
Fig. 26. — *Pseudopolyconites*, sp., $\frac{1}{2}$, Remeţi — Valea Leşului.

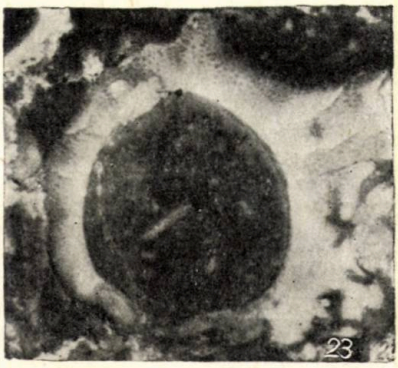
18

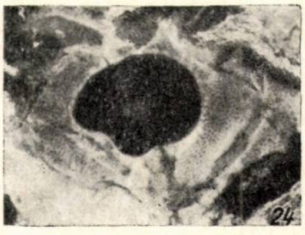
19

20

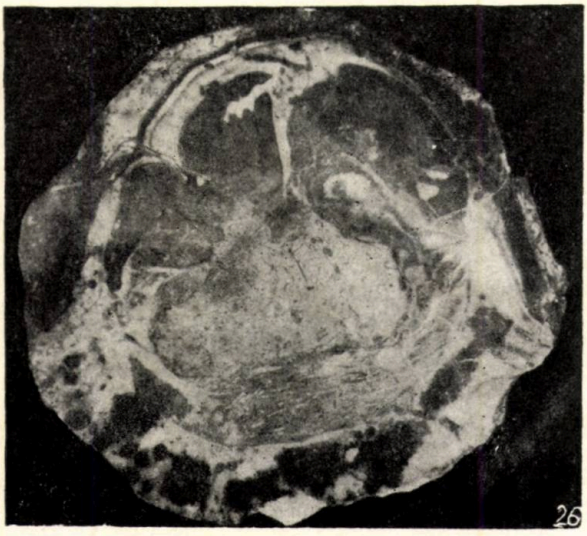
21


22


23


24

25


26

PLANŞA II

Fig. 27. — *Osculigera kuehni* n. sp., 3x, Remeţi—Valea Dobşorului.

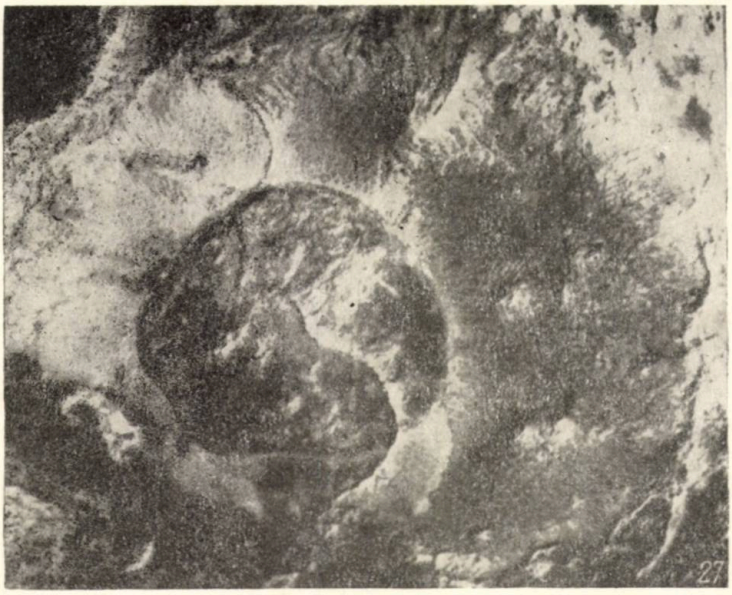
Fig. 28. — *Lapeirousia pervinquierei* (Toucas), 2,5x, Remeţi—Valea Dobşorului.

Fig. 29 — 29a. Radiolitine de tip *Bournonia*, 3x, Remeţi—Valea Dobşorului.

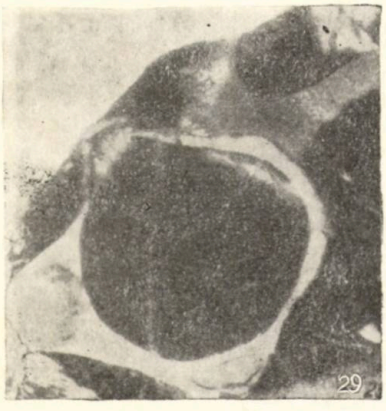
Fig. 30. — Durania sp. (aff. *Durania major* Kühn), 3x, Remeţi—Valea Dobşorului.

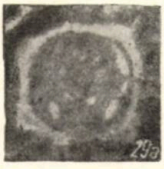
Fig. 31. — *Biradiolites* aff. *stoppanianus* (Pirona), 2x, Remeţi—Valea Leşului.

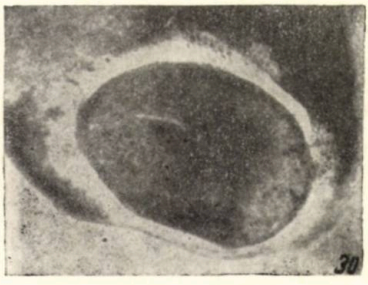
Fig. 32. — *Distefanella* sp., 2,5 x, Remeţi — Valea Dobşorului.


27

28


29


29a


30

31

32

LA FAUNE RUDISTE SÉNONIENNE DE REMEŢI (MONTS APUSENI DE NORD)

RÉSUMÉ

Dans ce bassin, les dépôts sénoniens de faciès de Gosau contiennent une faune rudiste d'âge santonien et maëstrichtien inférieur.

L'association santonienne, localisée dans des calcaires plus ou moins bitumineux comprend des Hippuritidés: *Hippurites* (*Orbignya*) *matheroni* Douv., *Hippurites* (*Vaccinites*) *sulcatus* Defr., *Hippurites* (*Hippuritella*) *maestrei* Vidal., *Hippurites* (*Orbignya*) *nabresiensis acuticostatus* n.s.sp., et des Radiolitidés: *Lapeirousia laskarevi* Milov., *Lapeirousia* (*Lapeirousella*) *remetiana* n. sp., *Osculigera kuehni* n. sp., *Biradiolites* aff. *stoppanianus* Pirona, Radiolitinés de type *Bournonia, Distefanella* sp.

On constate la prédominance des *Lapeirouseiinae* — organismes à organisation siphonale intratestacée — dans les calcaires noirâtres bitumineux et la présence dans le même lytothope d'une espèce du genre *Osculigera* — genre qui fait sa parution pour la première fois dans la province européenne et dont l'organisation spécialisée la rendait apte de vivre dans un milieu impur.

Les Hippurites sont fréquentes dans les calcaires claires, légèrement détritiques.

Pour le Maëstrichtien il y a un seul exemplaire de *Pseudopolyconites* de grande taille, dans les calcaires détritiques noirâtres développés à la base de la formation vulcanogène-sédimentaire.

BIBLIOGRAFIE

Astre G. (1929), *La faune de Radiolitidés de Fortanete*, B.S.G.F., **29**, *4*.
— (1954), *Radiolitidés nord-Pyrénéens*, Mém. Soc. Géol. France, Paris, **71**, N. S. **XXXIII**, *3—4*.
— (1957), *Recherches sur l'organisation et la vie des Radiolitidés*, Mém. Soc. Géol. France, Paris, N. S., **80**.
Choffat P. (1886), *Faune crétacique du Portugal*, Lisbonne.
Dechasseaux C. (1943), *Les Rudistes*, Rev. Sci. *5*, Paris.
— (1947), *Bandes siphonales, piliers et siphons des Rudistes*, B.S.G.F., **XVII**, *5*.
Douvillé H. (1890—1897), *Etude sur les Rudistes. Révision des principales espéces d'Hippurites*, Mém. Soc. Géol. France, Paris, *6*.
— (1935), *Les Rudistes et leur évolution*, B.S.G.F. **V**, *5*.
Felix J. (1908), *Die Kreideschichten bei Gosau*, Palaentographica, Stuttgart, **LIV**.
Futterer K., *Die oberen Kreidebildungen der Umgebung des Lago di Santa Croce*, Pal. Abh., *6*.
— (1893), *Über Hippuriten von Nabresina*, Zeitschr. deutsch. geol. Ges., Berlin, *45*.
Grubić A. (1960), *Osculigera iz Persije*, Vesnik Geol., Belgrad, **XVIII**, A.
Kräutner Th. (1941), *Etudes géologiques dans la Pădurea Craiului*, Comptes rendus, Inst. géol. roum., **XXV** (1936—1937).
Kühn O. (1932 a), *Rudistae from Eastern Persia, Records of the Geol.* Surv. India, Calcutta, **LXVI**, *1*.
— (1932 b), *Fossilium Catalogus* (*Animalia*) *Pars 54, Rudistae*, W. Junk Verl., Berlin
Kühn O. (1947), *Zur Stratigraphie und Tektonik der Gosauschichten*, Sb. Österr. Akad. Wiss. Naturw., Viena.
Milanović B. (1934), *Rudista forma Jugoslavije*, An. Géol. Pen. Balkanique, Belgrad, **XII**, *1—2*.

— (1938), *Anatomie comparée et relations phylogénétiques des Lapeirouseiinae*, Bull. Acad. Sc. Nat. Belgrade.

Milanović B. i Sladić M. (1957), *Noi specii ale genului Pseudopolycomptes* (*Nove vrste rudistnog roda Pseudopolyconytes*), Bull. Serv. Géol., Serbie, Belgrad, **XIII**.

Moret L. (1936), *Phylogénie du genre Durania*, Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble, **XVIII**.

Pamouktchiev A. (1963), *Faune rudiste du Crétacé supérieur en Bulgarie*, An. Univ. Sofia, **56**, *2*.

Parona C. F. (1926), *Ricerche sulle rudiste*, Mem. Inst. Geol. Univ. Padova, **XVII**.

Pauliuc S. (1958), *Contribuțiuni la studiul depozitelor mezozoice din regiunea Remeți*, Anal. Univ. Buc., Seria șt. nat., *17*.

Pejović D. (1957), *Geologie und Tektonik der weiteren Umgebung von Počuta* (Tezis), Geol. Inst. J. Jugović, Belgrad.

Polsak A. (1963), *Rudisti senona Plitvickih jezera*, Geol. Vjesnik, Zagreb, **15**, *2*.

Toucas Ar. (1903), *Classification et l'évolution des Hippurites*, Mém. Soc. Géol. France, Paris, *30*.

— (1907—1909), *Classification et évolution de Radiolitidés*, Mém. Soc. Géol. France, Paris, *36*.

Wiontzek H. (1934), *Rudisten aus der oberen Kreide des mittleren Isonzogebietes*, Palaeontographica Stuttgart **LXXX** Abt. A.

Primită în redacție la 1 martie 1967

Institutul geologic al Comitetului de Stat al Geologiei, București.

BRIOZOARELE NEOJURASICE DE LA TOPALU (DOBROGEA CENTRALĂ)

DE

AURELIA BĂRBULESCU

55(05)

Continuînd studiul faunei mai puțin cunoscute din complexul recifal neojurasic de la Topalu, ne-am oprit în nota de față asupra briozoarelor. În literatura mai veche asupra jurasicului din Dobrogea găsim doar mențiunea lui I. S i m i o n e s c u (1909) referitoare la prezența a două specii de briozoare: *Ceriopora radiata* din calcarele cu echinoderme de la nord de Topalu și *Ceriopora striata*, fără precizarea zăcămîntului. Dintr-o regiune apropiată, D. P a t r u l i u s și T r. O r g h i d a n (1964) au descris și figurat recent cîteva specii de *Ceriopora*: *C. striata* Goldfuss, *C. radiciformis* Goldfuss, *C. compacta* Quenstedt, *C. claviceps* Quenstedt, *C. angulosa* Goldfuss, care au fost recoltate din argila reziduală a peșterilor La Adam și Gura Dobrogei din valea Casimcea. Vîrsta calcarelor din care provin briozoarele este apreciată de autori pe baza întregii asociații faunistice constituită din brahiopode, lamelibranhiate, echinide și briozoare, ca fiind oxfordian superioară.

Cercetările efectuate pentru doctorat între anii 1956 și 1963 ne-au permis să identificăm în bogata asociație neojurasică recoltată din regiunea situată la nord de Topalu și numeroase exemplare de briozoare. Ceea ce ne-a atras din primul moment atenția a fost localizarea lor pe anumite zone restrînse din apropierea recifului, precum și relațiile pe care le-am constatat între briozoare și alte organisme bentonice. Frecvența cea mai ridicată a briozoarelor poate fi constatată în calcarele în bancuri foarte groase sau în calcarele masive cu echinoderme și brahiopode care aflorează în malul privalului Veriga la sud de confluența cu pîrîul Scrofeni (fig. 1 și 2). Caracterele litologice și asociația paleontologică a acestor depozite le-am prezentat cu alt prilej (A. B ă r b u l e s c u, 1964); adăugăm numai că în stare proaspătă calcarul masiv cu echinoderme și brahiopode este foarte dur, neomogen, parțial recristalizat, iar fosilele nu se pot detașa decît cu mare dificultate și în stare fragmentară.

St. și cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 14, nr. 1 p. 225–238, București, 1969

Acest calcar reprezintă probabil nisipul coraligen din care I. S i m i o n e s c u (1909) a recoltat fauna de echinide și brahiopode. Pe suprafețele alterate și, mai ales, pe crăpăturile pe care apa a circulat îndelung, calcarul este mai moale, uneori aproape pulverulent, iar fauna constituită din echinide, brahiopode, briozoare, spongieri calcaroși, lamelibranhiate, fragmente de corali, etc., apare în relief. Crăpăturile mai mari sînt umplute cu argilă reziduală roșcată în care se întîlnesc numeroase colonii de briozoare, radiole de echinide, mici brahiopode, rare foraminifere de talie mare. Această argilă are astfel caracterul celei din care D. P a t r u l i u s și T. O r g h i d a n (1964) au descris fauna din valea Casimcea.

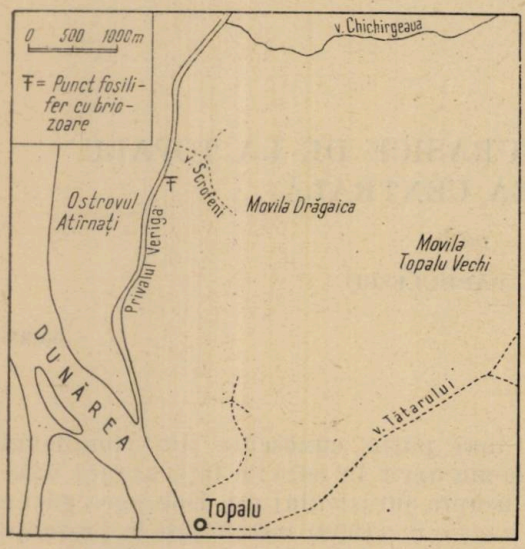


Fig. 1.—Localizarea principalului punct fosilifer cu briozoare.

Prin spălarea argilelor reziduale și prin detașarea materialului din rocă am obținut un mare număr de colonii de briozoare din care am putut identifica pînă în prezent: *Ceriopora claviceps* Quenstedt, *C. compacta* Quenstedt, *C. striata* Goldfuss, *C. angulosa* Goldfuss, *C. radiciformis* Quenstedt, *C. radiata* Goldfuss, *C. eradiata* Quenstedt, *C. crispa* Goldfuss, *Rosacilla microstoma* (Michelin), *R. diluviana* (Lamouroux), *Stomatopora dichotoma* (?) (Lamouroux).

Fauna de briozoare cercetată este interesantă atît prin varietatea ei, prin afinitățile strînse cu fauna de tip suab, cît și prin faptul că oferă posibilitatea de a încerca interpretări paleoecologice, referitoare la mediul fizic de dezvoltare și la natura relațiilor dintre briozoare și alte organisme.

Varietatea faunei se relevă printr-un număr mare de specii aparținînd în majoritate genului *Ceriopora* și, mai ales, printr-o mare variabilitate în cadrul unor specii. Pentru unele din speciile prezentate se recunosc toate tipurile figurate ca varietăți de către A. G o l d f u s s și F. A. Q u e n s t e d t din regiunea Germaniei de sud. Astfel, afinitățile cu fauna de tip suab, subliniate pentru alte grupe de organisme din jurasicul de la Topalu, sînt confirmate și de fauna de briozoare.

În ceea ce privește mediul fizic de dezvoltare, din datele referitoare la repartiția diferitelor grupe de organisme în complexele recifale, H. D u n c a n (1957) trage concluzia că briozoarele prosperă în zona din fața recifului, pe taluzul recifal, în depozitele de flanc sau în franjurile recifului. Aceasta concordă cu situația de la Topalu, unde totalitatea caracterelor depozitelor în care abundă briozoarele indică depozite dezvoltate la periferia recifului (fig. 2). Referitor la adîncime, așa cum

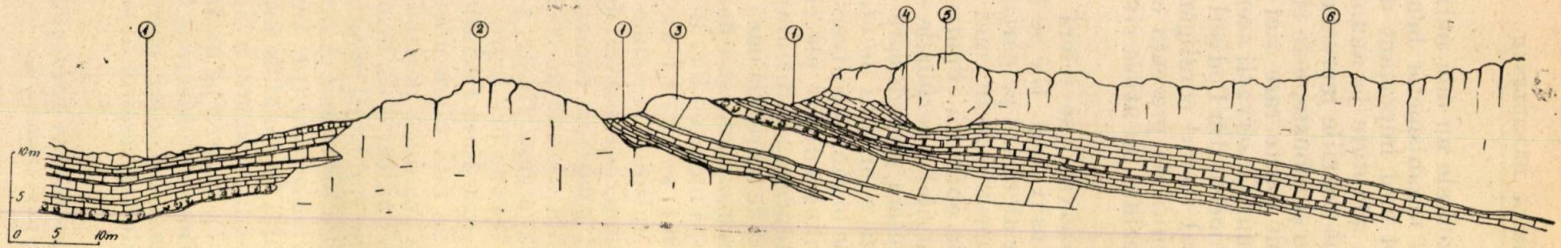


Fig. 2. — Secțiune geologică schematică în marginea nordică a recifului de la Topalu.

1, Calcare stratificate peri și interrecifale; *2*, calcare organogene masive cu echinoderme, brahiopode și briozoare; *3*, calcare organogene în [banculi groase; *4*, efecte de tasare diferențială; *5*, bloc recifal (olistolit?); *6*, bioherm coraligen.

remarcă autoarea citată, briozoarele nu dau indicații prea precise, deoarece, în controlul distribuției organismelor bentonice sesile, caracterul fundului bazinului are un rol mai important decît adîncimea, Totuși, anumite tipuri de zoarii sînt adaptate la anumite adîncimi. Asociația de la Topalu în care predomină zoariile incrustante neramificate, sau cu un număr mic de ramuri scurte și robuste, este tipică pentru ape de mică adîncime, viguros agitate. Sînt foarte rare aici zoariile fine, delicate, care ar indica ape adînci și calme. Observații asemănătoare au fost făcute de E. S a u l e a [1] în recifii mioceni din Podișul Moldovenesc. Frecvența slabă a briozoarelor în calcarul recifal coraligen se explică prin faptul că dezvoltarea lor este stînjenită de prezența coralilor și a altor organisme constructoare, care reprezintă tot atîția rivali în competiția pentru hrană și substrat.

Cele mai interesante observații se referă la natura substratului. Briozoarele fac parte din bentosul sesil. Ele se fixează direct pe fundul stîncos, pe granule de nisip, pe alge, sau pe părțile scheletice ale organismelor chiar în timpul vieții acestora, sau, mai frecvent, după moartea lor, reprezentînd fenomenul de epibioză. Pentru exemplarele de la Topalu, obținute prin spălarea argilelor reziduale sau pentru parte din cele dataşate direct din rocă, nu putem preciza care era natura substratului, deși multe exemplare păstrează suprafața de ataşare intactă. Unele colonii de briozoare sînt fixate pe organisme diverse: spongieri, corali, brahiopode, echinide, crinoide, și multe dintre ele chiar pe colonii de briozoare. Problema care se pune este aceea a naturii raporturilor dintre briozoare și organismele substrat, adică de a preciza dacă între briozoare și gazdă erau relații de parazitism, comensalism, sau dacă gazdele au fost folosite numai ca simplu suport după moartea lor. Referindu-se la briozoarele actuale, S. H o p k i n s (1957) arată că n-au fost găsite niciodată parazintînd, ci numai ca forme epizoice pe unele organisme în relații de comensalism, sau folosindu-le numai ca substrat în timpul vieții sau după moartea acestora. În sprijinul relațiilor comensale dintre briozoare și suport este faptul că zoariile sînt ataşate pe cochiliile-gazdă într-o anumită ordine. D. A g e r (1963) a găsit fixate, pe circa un număr de 100 de spiriferide devoniene din Yova, briozoare, aulopore și serpulide, care arată tendința de ataşare spre linia frontală, adică în direcția curentului exhalant. Materialul de față oferă unele exemple sugestive. O colonie de *Ceriopora*, fixată în regiunea perianală a echinidului *Stomechinus perlatus* (Desm.), este o indicație că briozoarele s-au instalat în timpul vieții echinidului, fiind probabil coprofage (pl. VII, fig. 1). Prezența unei colonii de *Rosacilla diluviana* (Lamour.) în regiunea ambitusului unui alt exemplar de *Stomechinus* (pl. VII, fig. 2, 3) ar putea fi o indicație de relații de toleranță. În cazul de față, briozoarul beneficia de un suport mobil, care prezenta evidente avantaje față de unul fix. După R. P h. D a l e s (1957), fixarea pe un schelet tare al unui organism mobil este preferată de briozoare obiectelor fixe ca rocile, deoarece mișcările gazdei sînt favorabile epizoitului, care se poate deplasa astfel de la un loc la altul. Deosebit de interesantă ni se pare relația briozoare-

[1] E. S a u l e a (1946), *Les récifs et les faciès détritiques du Sarmatien moyen de la partie centrale du Plateau Moldave*, teză de doctorat (manuscris).

spongieri. Pe spongierii cilindrici cu tub paragastric îngust, cum este *Peronidella*, am găsit ataşate numai colonii de *Rosacilla* şi numai pe partea externă a spongierului (pl. VII, fig. 4). Nu avem nici un indiciu dacă ele s-au fixat în timpul vieţii sau după moartea spongierului. Există însă numeroase colonii de *Ceriopora* (specii incrustante) fixate atît pe partea internă, cît şi pe cea externă a unui spongier în formă de cupă, cu osculul foarte larg (pl. VI, fig. 14, 16). Numărul mare de briozoare, serpulide şi ostreide fixate în interiorul cupei ar fi stînjenit fără îndoială dezvoltarea animalului, de aceea probabil că epizoiţii s-au instalat după moartea spongierului, folosindu-l numai ca suport. Faptul că cerioporele şi serpulele sînt fixate pe ambele părţi ale spongierului ar putea fi un indiciu că el a rămas în poziţia din timpul vieţii cu osculul în sus. Alt caz interesant este cel al zoariilor de *Stomatopora dichotoma* fixate pe o colonie de corali (pl. VIII). Acesta nu reprezintă relaţii de comensalism; briozoarele s-au instalat după moartea coralilor, incrustîndu-i. Colonia de *Ceriopora striata* fixată pe o radiolă de echinid credem că este instalată după detaşarea radiolei de test; se pare că, în general, pe substrat organic, în timpul vieţii organismului suport, nu se instalează forme ramuroase, ci incrustante. Cînd organismul suport este o colonie de briozoare aceasta este, în cazurile întîlnite de noi, de dimensiuni mari, robustă, cu puţine ramificaţii, iar epizoiţii sînt forme incrustante sau cilindrice, neramificate de *Ceriopora* (pl. V, fig. 4, 8).

Din cele relatate se poate desprinde unul din aspectele vieţii din domeniul recifal şi perirecifal: complexitatea relaţiilor dintre organismele benthonice. Exemplele conduc la concluzia că majoritatea raporturilor dintre briozoarele studiate şi organismele-suport sînt raporturi de epibioză. Cazurile singulare de comensalism observate între briozoare şi echinide nu sînt suficiente pentru a trage concluzii definitive. Cercetări ulterioare pe un material mai bogat ne vor permite poate să aducem şi alte contribuţii în această problemă.

Vîrsta depozitelor din care au fost recoltate în masă briozoarele studiate este destul de bine precizată; calcarele masive cu echinide, brahiopode şi briozoare sînt precedate de depozite care conţin în bază *Ochetoceras marantianum* (amonit din zona cu *Epipeltoceras bimammatum* a oxfordianului superior) şi urmate de calcare stratificate şi apoi de calcare recifale coraligene care după fauna conţinută aparţin kimmeridgianului inferior. Fauna studiată este deci aproape de aceeaşi vîrstă ca şi cea din valea Casimcea.

Clasa **BRYOZOA**

Ordinul **CYCLOSTOMATA**

Familia **HETEROPODIDAE**

Genul **Ceriopora** Goldfuss, 1827

Ceriopora claviceps Quenstedt

pl. I, fig. 1–4; pl. III, fig. 1–4.

1826–1833 *Ceriopora clavata* Goldfuss, p. 34, pl. 10, fig. 15 c-f.

1881 *Ceriopora clavata claviceps* Quenstedt, pl. 152, fig. 63–72.

1964 *Ceriopora claviceps* Quenstedt; Patrulius şi Orghidan, p. 242, pl. I, fig. 2 a, b.

Zoarii simple, neramificate, cu aspect claviform, măciucate, uneori aproape sferice, cu disc bazal circular foarte dezvoltat la unele exemplare. Coloniile cu coaste axiale şterse sînt identice cu cele figurate de A. Goldfuss, altele, mai scurte şi rotunjite, sînt asemănătoare cu figurile 66 şi 67 din lucrarea lui F. A. Quenstedt, iar cele cu vîrful acuminat se aseamănă cu exemplarul figurat de D. Patrulius şi Tr. Orghidan (1964). Unele zoarii cu 4—6 creste axiale mai reliefate şi prelungite pînă către bază (pl. I, fig. 2—4) prezintă asemănări şi cu *Ceriopora angulosa* Goldfuss. Observăm însă că la exemplarele de *C. claviceps* cu acelaşi număr de coaste axiale (pl. I, fig. 2b, 3b, 4b), secţiunea transversală are un contur mai net circular decît la formele neramificate de *C. angulosa* (pl. I, fig. 5b, 6b, 9b, 10b). Acelaşi lucru a fost observat şi pentru materialul provenit din valea Casimcea (D. Patrulius şi T. Orghidan, 1964).

Menţionată în jura albă α şi β din Suabia şi în oxfordianul superior din valea Casimcea. În regiunea studiată de noi este menţionată în calcarele masive cu echinide de la nord de Topalu.

Ceriopora compacta Quenstedt

pl. I, fig. 7, pl. IV, fig. 4; pl. V, fig. 7,8

1891 *Ceriopora compacta* Quenstedt, p. 249—250, pl. 152, fig. 96—108.
1964 *Ceriopora compacta* Quenstedt; Patrulius şi Orghidan, p. 245, pl. I, fig. 1.

Cîteva zoarii simple sau cu cîteva ramificaţii scurte prezintă caracterele speciei lui F. A. Quenstedt. Un exemplar care prezintă pe suprafaţă mici proeminenţe conice, prevăzute cu coaste axiale fine (pl. IV. fig. 4) este identic cu cel figurat de D. Patrulius şi Tr. Orghidan din valea Casimcea. Altele, mai masive, prezintă ramificaţii scurte, inegale, precum şi proeminenţe conice cu coaste axiale. Orificiile tuburilor sînt fine, numeroase şi distribuite fără o anumită ordine. Unele zoarii de dimensiuni mari au constituit suportul pentru alte briozoare.

Menţionată în jura albă α şi β din Suabia şi în oxfordianul superior din valea Casimcea.

Specie relativ frecventă în calcarele masive cu echinide de la nord de Topalu.

Ceriopora radiciformis Goldfuss

pl. I, fig. 8; pl. IV, fig. 5

1826—1833 *Ceriopora radiciformis* Goldfuss, p. 34, pl. 10, fig.
1852 *Ceriopora radiciformis* Goldfuss; Quenstedt, p. 664, pl. 81, fig. 58.
1881 *Ceriopora radiciformis* Goldfuss; Quenstedt, p. 243, pl. 152, fig. 51—62.
1964 *Ceriopora radiciformis* Goldfuss; Patrulius şi Orghidan, p. 244, pl. I, fig. 5 a,b.

Zoarii alungite, cilindrice, uşor sinuoase, cu îngroşări şi strangulări inelare transversale, care determină o structură zonară. Loje tubulare.

Menţionată în oxfordianul mediu şi superior din Suabia şi în oxfordianul superior din valea Casimcea.

Specie rară în calcarele masive cu echinide de la nord de Topalu.

Ceriopora radiata Goldfuss

pl. VI, fig. 13

1862 *Ceriopora radiata* Goldfuss, p. 37, pl. 12, fig. 1 a, b.
1881 *Ceriopora radiata* Goldfuss; Quenstedt, p. 238, pl. 152, fig. 21.

Cîteva exemplare cu diametrul de 4—7 mm, uşor de recunoscut prin conturul aproape regulat circular, prin prezenţa crestelor radiare care pornesc de la un punct central mai ridicat şi ascuţit şi se ramifică uşor spre margine şi prin porii cu contur poligonal dispuşi pe tot spaţiul dintre creste.

Menţionată de F. A. Quenstedt în jura albă din Suabia şi de I. Simionescu (1909) în calcarul cu echinide de la nord de Topalu.

Exemplarele noastre provin parte din calcarele grosiere stratificate în bancuri groase ale oxfordianului superior, deschise în malul privalului Veriga, imediat la sud de confluenţa cu valea Scrofeni şi parte din calcarul masiv cu echinide.

Ceriopora eradiata Quenstedt

pl. VI, fig. 12, 15, 17

1881 *Ceriopora eradiata* Quenstedt, p. 239, pl. 152, fig. 23.

Opt exemplare de dimensiuni foarte variabile, de formă conică, cu vîrful mai mult sau mai puţin înalt, cu porii dispuşi neregulat pe toată suprafaţa, prezintă strînse asemănări cu exemplarele figurate de F. A. Quenstedt. Se deosebesc de *C. radiata* prin lipsa coastelor radiare. Cele mai numeroase zoarii, cu diametre cuprinse între 2 şi 9 mm, sînt ataşate pe partea internă şi externă a unui spongier.

Menţionat de F. A. Quenstedt în jura albă ε din Suabia. În Dobrogea, se găseşte cu aceeaşi distribuţie ca şi specia precedentă.

Ceriopora angulosa Goldfuss

pl. I, fig. 5, 6, 9—11; pl. II, fig. 3—5, 8—10; pl. III, fig. 5—7; pl. IV, fig. 1, 8—11; pl. V, fig. 1—5; pl. VI, fig. 10, 11.

1862 *Ceriopora angulosa* Goldfuss, p. 35, pl. II, fig. 7a—c.
1961 *Ceriopora angulosa* Goldfuss; Patrulius i Orghidan, p. 243, pl. I, fig. 3a—d.

Zoarii simple, drepte sau recurbate, cu două sau mai multe ramuri de dimensiuni variabile. Disc bazal foarte larg, atunci cînd este păstrat în

întregime. Exemplarele simple au 4—6 creste axiale, fiind identice cu cele separate de A. Goldfuss sub denumirea de *C. angulosa quadrangularis, quinqueangularis* şi *sexangularis*. Cînd crestele sînt bine reliefate suprafaţa dintre ele este uşor deprimată şi acoperită cu o reţea de ochiuri poligonale, formată din mici creste care separă fosete unde sînt situate orificiile tuburilor. Destul de frecvente sînt şi exemplare asemănătoare cu ceea ce A. Goldfuss a denumit *C. angulosa ramosa*. Materialul de la Topalu confirmă observaţiile făcute de D. Patrulius şi Tr. Orghidan (1964) asupra existenţei formelor intermediare dintre *C. angulosa* şi *C. striata*.

Menţionată în kimmeridgianul mediu din Suabia şi în oxfordianul superior din valea Casimcea.

În regiunea Topalu am semnalat-o atît în calcarele stratificate perirecifale, cît şi în calcarele masive cu echinide.

Ceriopora striata Goldfuss

pl. II, fig. 1, 2, 7; pl. III, fig. 8, pl. IV, 2, 6.

1862 *Ceriopora striata* Goldfuss, p. 35, pl. II, fig. 5a—i
1858 *Ceriopora striata* Goldfuss; Quenstedt, p. 665, pl. 81, fig. 64—69.
1881 *Ceriopora striata* Goldfuss; Quenstadt, p. 240 243, pl. 152, fig. 24—49.
1964 *Ceriopora striata* Goldfuss; Patrulius şi Orghidan, p. 241, pl. I, fig. 4.

Numeroase exemplare întregi cu discul bazal intact, ca şi numeroase fragmente de zoarii, ne-au permis să recunoaştem întreaga variabilitate care reiese din figurile prezentate de A. Goldfuss, F. A. Quenstedt şi recent subliniată de D. Patrulius şi Tr. Orghidan. Unele exemplare sînt identice cu cele figurate de A. Goldfuss, fiind simple sau rămuroase, cu creste longitudinale fine şi cu porii dispuşi în şiruri regulate în spaţiul dintre creste. Există însă şi în materialul nostru forme intermediare între această specie şi *C. angulosa* ca şi forme care se pot repartiza la tipul porata a lui F. A. Quenstedt.

Menţionat în oxfordianul mediu-superior şi în kimmeridgianul inferior din Jura suabă şi în oxfordianul superior din valea Casimcea.

La Topalu, cele mai numeroase exemplare provin din calcarele masive cu echinide.

Ceriopora crispa Goldfuss

Pl. III, fig. 9, 10

1862 *Ceriopora crispa* Goldfuss, p. 36, pl. II, fig. 9

Două exemplare aproape complet detaşate din rocă. Unul, cu aripile ondulate, anastomozate, acoperite cu pori neregulaţi şi deşi, cu suprafaţa bazală foarte largă, se aseamănă cel mai bine cu fig. 9b a lui A. Goldfuss. Al doilea exemplar, ataşat pe o colonie rămuroasă de

Ceriopora, se apropie prin finețea aripilor ondulate de fig. 9d a lui A. Goldfuss.

Menționat de A. Goldfuss în calcarul jurasic superior de la Thurnau.

La Topalu l-am găsit în aceleași calcare masive cu echinide.

Ceriopora polymorpha Goldfuss

pl. V, fig. 9

1862 *Ceriopora polymorpha* Goldfuss, p. 32, pl. 10, fig. 7.

Un exemplar cu ramificații mamelonare pe care se observă deschiderile foarte mici ale tuburilor și, către vîrful ramificațiilor, perforații largi, ovale, corespunde descrierii lui A. Goldfuss. Alt exemplar, apropiat ca formă și care prezintă de asemenea o deschidere mare spre vîrful zoariului, are porii ceva mai mari, cu contur aproape poligonal; este atribuit cu rezervă aceleiași specii.

Menționat în malmul din Germania de sud.

La Topalu l-am găsit în același zăcămînt ca și specia precedentă.

Familia **DIASTOPORIDAE** Busk.

Genul **Stomatopora** Bronn.

Stomatopora dichotoma(?) (Lamouroux)

pl. VII, fig. 1, 2

1826 *Aulopora dichotoma* Goldfuss, p. 202, pl. 65, fig. 2 a, b.
1851 *Stomatopora dichotoma* (Lamouroux); Heim, p. 160, pl. VI, fig. 1a-d
1858 *Alecto dichotoma* Goldfuss; Quenstedt, p. 666, pl. 81, fig. 75, 76.
1867 *Stomatopora dichotoma* Lamouroux; Reuss, p. 2, pl. 1, fig. 4.
1889 *Stomatopora dichotoma* Lamouroux; Sauvage, p. 40.
1955 *Stomatopora dichotoma* (Lamouroux); Gherasimov, p. 34, pl. XIII, fig. 15.

Numeroase zoarii incrustante fixate pe colonii de corali sau pe rocă, corespund descrierii autorilor menționați. Zoariile au aspect de bare subțiri, ramificate dicotomic, formate din zoecii tubulare, dispuse pe un singur rînd. Zoeciile au partea atașată mai dilatată și aplatizată, iar porțiunea liberă scurtă și ușor ridicată. Pe suprafața zoeciilor se observă ușoare striuri transversale. Deschiderile rotunjite sînt dispuse la capătul proeminent al zoeciei. Ramificația dicotomică determină formarea unor lanțuri care se întretaie formînd ochiuri de dimensiuni neegale, cu contur în general rombic.

Largă răspîndire în jurasicul din Europa: bathonianul din Bazinul anglo-parisian, bathonian-callovianul din Polonia, callovianul mediu din Platforma Rusă (reg. Cuibîșev), oxfordian-kimmeridgianul din regiunea franco-suabă.

În Dobrogea este semnalată în calcarul recifal kimmeridgian inferior de la nord de Topalu.

Genul **Rosacilla** Roemer, 1840

Rosacilla diluviana (Lamouroux)

pl. VII, fig. 4, 5

1826 *Cellepora orbiculata* Goldfuss, p. 26, pl. XII, fig. 2.
1854 *Berenicea diluviana* Lamouroux; Heim, p. 177, pl. 7, fig. 2a-d.
1858 *Cellepora orbiculata* Goldfuss; Quenstedt, p. 665, pl. 81, fig. 71, 72.
1867 *Berenicea diluviana* Lamouroux; Reuss, p. 6, pl. I, fig. 1, 2.
1889 *Rosacilla (Berenic a) diluviana* Lamouroux; Sauvage, p. 44, pl. IV, fig. 11.
1955 *Rosacilla diluviana* (Lamouroux); Gherasimov, p. 35, pl. XIII, fig. 1—3.

Zoarium incrustant format din zoecii tubulare cu suprafața netedă, ușor îngroșate și proeminente spre deschidere. Deschiderile sînt ovale sau oval-circulare și destul de apropiate unele de altele, mai ales spre periferia coloniei unde și conturul deschiderii devine circular. Dispoziția tuburilor în șiruri radiare pornind de la un punct central și conturul rotunjit al coloniei o apropie de *Cellepora orbiculata* pe care A. Goldfuss a considerat-o sinonimă cu *Diastopora diluviana* Lamouroux, precum și de *Rosacilla diluviana* (Lamouroux) figurată de P. A. Gherasimov (1955), cu care se apropie mult și prin dimensiuni.

Aceeași largă răspîndire în jurasicul din Europa ca și specia precedentă.

La Topalu am găsit-o în calcarul cu echinide, fixată pe un exemplar de *Peronidella cylindrica* Goldfuss.

Rosacilla microstoma (Michelin)

pl. VII, fig. 2, 3

1854 *Berenicea microstoma* Michelin; Heim, p. 178, pl. VII, fig. 3.
1867 *Berenicea microstoma* Michelin; Reuss, p. 8, pl. I, fig. 6.
1889 *Rosacilla microstoma* Michelin; Sauvage, p. 45, pl. IV, fig. 10.
1955 *Rosacilla microstoma* (Michelin); Gherasimov, p. 45, pl. XIII, fig. 5.

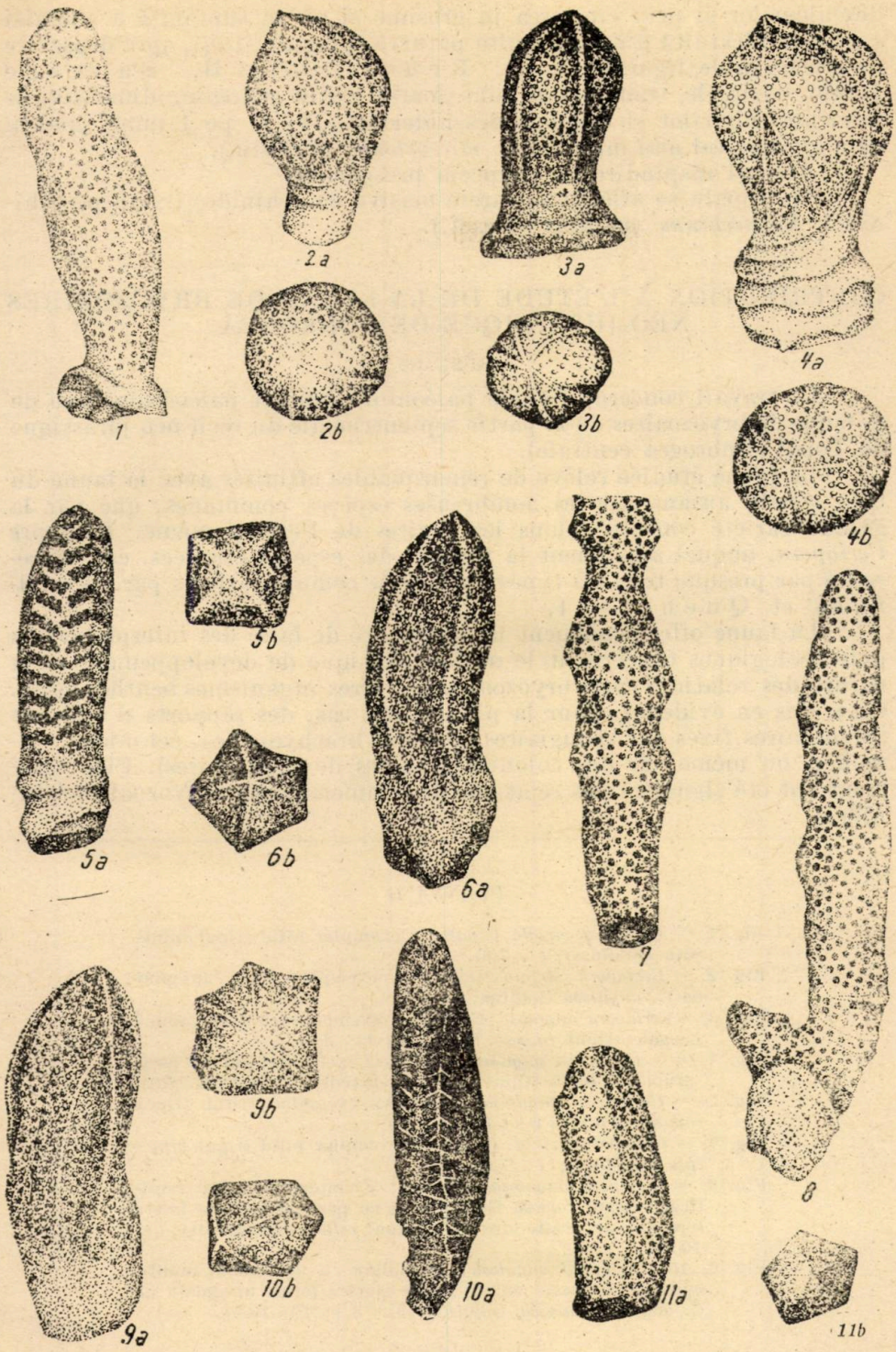
Apropiată de specia precedentă prin conturul rotunjit al zoariului, se deosebește net prin dimensiunile mult mai mici ale tuburilor și ale

---

PLANȘA I

Fig. 1. — *Ceriopora claviceps* Quenstedt (×10).
Fig. 2—4. — *Ceriopora claviceps* Quenstedt; exemplare cu coaste axiale apropiate de *C. angulosa* Goldfuss (× 12,5).
Fig. 5. — *Ceriopora angulosa* Goldfuss; exemplar cu 4 creste axiale (tipul *quadrangularis* Goldfuss) și cu porii grupați în fosete (tipul *cellata* Quenstedt); (× 10,5).
Fig. 6. — *Ceriopora angulosa* Goldfuss; exemplar cu 5 creste axiale (tipul *quinqueangularis* Goldfuss); (× 13).
Fig. 7. — *Ceriopora compacta* Quenstedt (× 10,5).
Fig. 8. — *Ceriopora radiciformis* Quenstedt (× 10,5).
Fig. 9. — *Ceriopora angulosa* Goldfuss; exemplar cu 6 creste axiale (tipul *sexangularis* Goldfuss); (× 12,5).
Fig. 10. — *Ceriopora angulosa* Goldfuss (tipul *cellata* Quenstedt) (× 8,6).
Fig. 11 — *Ceriopora angulosa* Goldfuss; exemplar incomplet cu 5 creste axiale (tipul *quinqueangularis* Goldfuss); (× 10).

PLANȘA I



deschiderilor şi prin creşterea în grosime şi nu în suprafaţă a coloniei care este alcătuită din mai multe pături suprapuse. Deşi, spre deosebire de exemplarele figurare de A. Reuss (1867) şi H. Sauvage (1889), striurile transversale sînt foarte puţin marcate, dimensiunile mici ale tuburilor şi desimea deschiderilor (14—17 pe 1 mm²) credem că o apropie cel mai mult de *R. microstoma* (Michelin).

Aceeaşi răspîndire ca şi specia precedentă.

La Topalu se află în calcarele masive cu echinide, fixată pe echinidul *Stomechinus perlatus* (Desm.).

CONTRIBUTION À L'ÉTUDE DE LA FAUNE DE BRYOZOAIRES NÉO-JURASSIQUE DE DOBROGEA

RÉSUMÉ

Le travail concerne l'étude paléontologique et paléoécologique de la faune de bryozoaires de la partie septentrionale du récif néo-jurassique de Topal (Dobrogea centrale).

La faune étudiée relève de remarquables affinités avec la faune du type souab, autant par les nombreuses espèces communes, que par la grande variété constatée dans les limites de l'espèce même. Le genre *Ceriopora*, auquel appartient la plupart des espèces étudiées, est représenté par presque tous les types considérés comme variétés par Goldfuss et Quenstedt.

La faune offre également la possibilité de faire des interprétations paléoécologiques concernant le milieu physique de développement et la nature des relations entre bryozoaires et autres organismes benthoniques. On a mis en évidence, pour la plupart des cas, des rapports d'épibiose (bryozoaires fixés sur spongiaires, coraux, brachyopodes, échinides, crinoïdes, ou même sur des colonies robustes de bryozoaires). Plus rarement ont été signalées des relations de commensalisme (bryozoaires-échinides).

PLANŞA II

Fig. 1. — *Ceriopora striata* Goldfuss; exemplar bifid (tipul bifurcata Goldfuss); (× 7,6).

Fig. 2. — *Ceriopora striata* Goldfuss; exemplar bifid apropiat de *C. angulosa* Goldfuss (× 12).

Fig. 3.— *Ceriopora angulosa* Goldfuss; exemplar trifid cu ramuri neegale (tipul *ramosa* Goldfuss); (× 8,4).

Fig. 4—6 — *Ceriopora angulosa* Goldfuss; exemplar bifid cu porii grupaţi în fosete (tipul *cellata* Quenstedt); (4× 8,4; 6× 8,9).

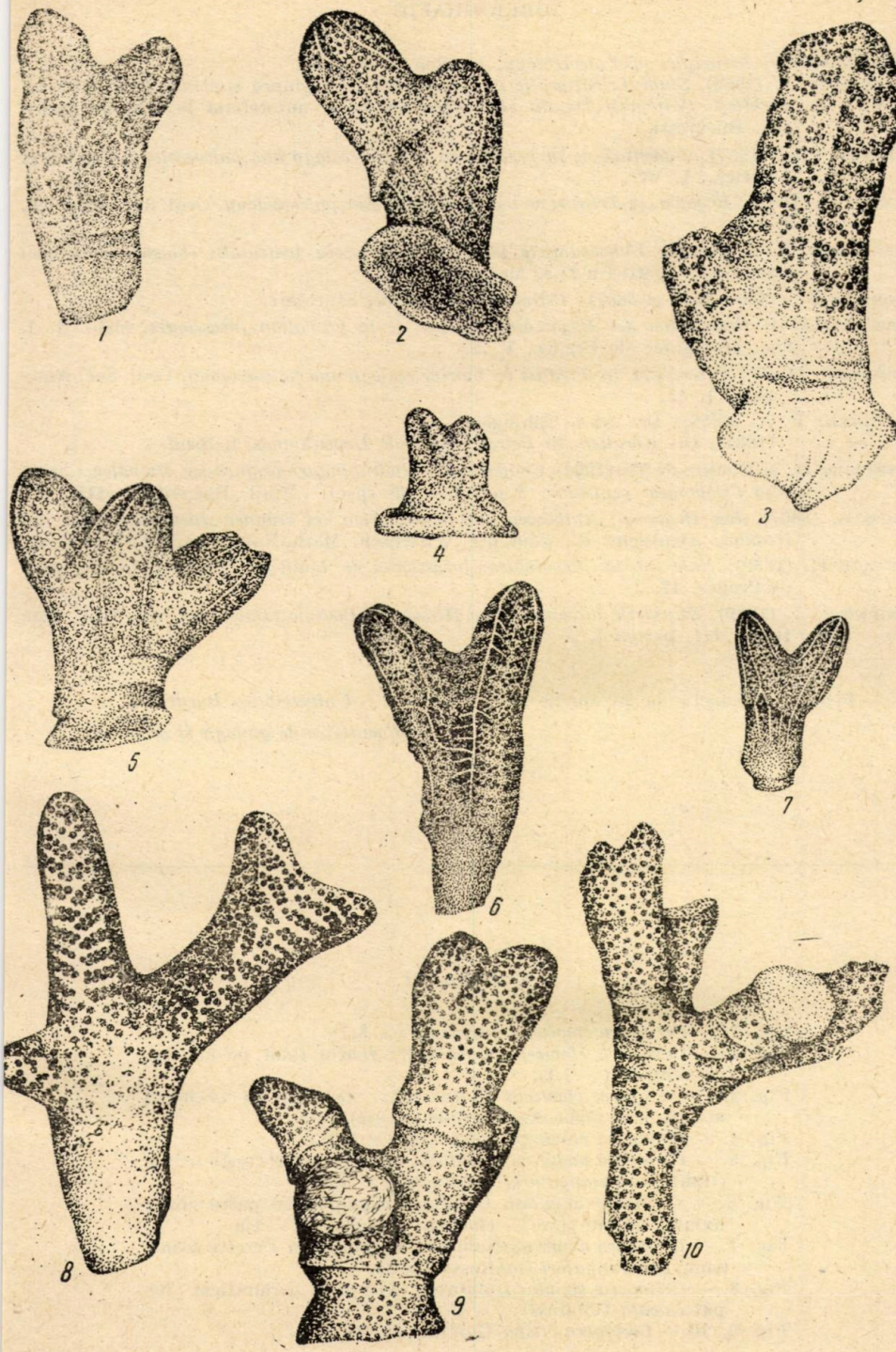
Fig. 5. — *Ceriopora angulosa* Goldfuss; exemplar trifid (tipul *ramosa* Goldfuss); (× 10,5).

Fig. 7. — *Ceriopora striata* Goldfuss; exemplar bifid (tipul *bifurcata* Goldfuss); (× 7,6).

Fig. 8. — *Ceriopora angulosa* Goldfuss; exemplar cu patru ramificaţii (tipul *ramosa* Goldfuss) şi cu porii grupaţi în fosete separate de creste distincte (tipul *cellata* Quenstedt); (× 10,5).

Fig. 9, 10—*Ceriopora angulosa*? exemplare cu numeroase ramificaţii şi cu coaste axiale foarte şterse; forme apropiate de *C. angulosa ramosa* Goldfuss (9× 8,4; 10× 10,5).

PLANȘA II



BIBLIOGRAFIE

AGER D. (1963), *Principles of Paleoecology*, London, New York.

BĂRBULESCU A. (1964), *Studiul stratigrafic al jurasicului din regiunea cuprinsă între Hîrşova-Tichileşti-Băltăgeşti-Topalu (Dobrogea centrală)*, autoreferat la teza de doctorat, Bucureşti.

DALES R. PH., (1957), *Comensalism, in Treatise on marine ecology and paleoecology*, Geol. Soc. America, **1**, *67*.

DUNCAN H. (1957), *Bryozoa, in Treatise on marine ecology and paleoecology*, Geol. Soc. America, **2**, *67*.

GHERASIMOV P. A. (1955), *Rukovodiaşcie iskopaemîe mezozoia ţentralnîh oblastei evropeiskoi ciasti SSSR*, partea a II-a, Moscova.

GOLDFUSS A. (1826—1833 şi 1867); *Petrefacta Germaniae*, Stuttgart.

HEIM J. (1854), *Description des Bryozoaires fossiles de la formation jurassiques*, Mém. d. l. Soc. géologique de France, **V**, **2**.

HOPKINS S. (1957), *Parasitism, in Treatise on marine ecology and paleoecology*, Geol. Soc. America, **1**, *67*.

QUENSTEDT F. A. (1858), *Der Jura*, Tübingen.

— (1881), *Die Korallen*, în *Petrefaktenkunde Deutschlands*, Leipzig.

PATRULIUS D. şi ORGHIDAN TR. (1964), *Contribuţii la studiul faunei neojurasice din valea Casimcea (Dobrogea centrală)*, Lucr. Inst. de speol. „Emil Racoviţă", **III**.

REUSS A. (1867), *Die Bryozoen, Anthozoen und Spongiarien des braunen Jura von Balin bei Krakau*, Denkschr. d. Akad. der Wissensch. Math. Naturwiss. Kl., Viena, **27**.

SAUVAGE H. (1889), *Note sur les Bryozoaires jurassiques de Boulogne*, Bull. d. l. Soc. géol. de France, **17**, *3*.

SIMIONESCU I. (1909), *Straturile jurasice dintre Hîrşova şi Boasgic (Dobrogea)*, An. Inst. geol. Rom., *III*, partea I.

Primit în redacţie la 28 aprilie 1966

Universitatea Bucureşti,
Facultatea de geologie şi geografie

PLANŞA III

Fig. 1. — *Ceriopora claviceps* Quenstedt (× 8,7).
Fig. 2. — *Ceriopora claviceps* Quenstedt; zoariu fixat pe un test de echinid (× 2,1).
Fig. 3. — *Ceriopora claviceps* Quenstedt; exemplar cu creştetul ascuţit şi cu slabe creste axiale (× 9,4).
Fig. 4. — *Ceriopora claviceps* Quenstedt (× 3,2).
Fig. 5. — *Ceriopora angulosa* Goldfuss; exemplar cu 5 creste axiale (tipul *quinqueangularis* Goldfuss); (× 8,3).
Fig. 6. — *Ceriopora angulosa* Goldfuss; exemplar cu patru creste axiale, trecere spre *C. claviceps* Quenstedt (× 10).
Fig. 7. — *Ceriopora angulosa* Goldfuss; exemplar cu 4 creste axiale (tipul *quadrangulari* Goldfuss); (× 8).
Fig. 8. — *Ceriopora striata* Goldfuss; exemplar neramificat (tipul *clavata* Goldfuss); (× 4).
Fig. 9, 10 — *Ceriopora crispa* Goldfuss (× 4).

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10

PLANȘA IV

Fig. 1. — *Ceriopora angulosa* Goldfuss; exemplar cu 4 creste axiale (tipul *quadrangularis* Goldfuss); (×9,3).
Fig. 2. — *Ceriopora striata* Goldfuss (tipul *clavata* Goldfuss); (×7, 8).
Fig. 3. — *Ceriopora* sp., probabil *C. striata* Goldfuss (×4,1).
Fig. 4. — *Ceriopora compacta* Quenstedt (×5,1).
Fig. 5. — *Ceriopora radiciformis* Quenstedt (×6).
Fig. 6. — *Ceriopora striata* Goldfuss; exemplar bifid (tipul *bifurcata* Goldfuss); (×7).
Fig. 7. — *Ceriopora claviceps* Quenstedt (×10).
Fig. 8, 9 — *Ceriopora angulosa* Goldfuss; exemplar bifid (×7,6).
Fig. 10. — *Ceriopora angulosa* Goldfuss; exemplar trifid (×8,7).
Fig. 11. — *Ceriopora angulosa* Goldfuss; exemplar cu porii grupați în fosete (tipul *cellata* Quenstedt); (×5).

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11

PLANȘA V

Fig. 1, 3 — *Ceriopora angulosa* Goldfuss; exemplare cu muchiile slab reliefate (×5).

Fig. 2. — *Ceriopora angulosa* Goldfuss; exemplar cu porii grupați în fosete (tipul *cellata* Quenstedt); (×7,2).

Fig. 4. — *Ceriopora angulosa* Goldfuss (a) pe care este fixat un zoariu de *C. eradiata* Quenstedt (b); (×5,1).

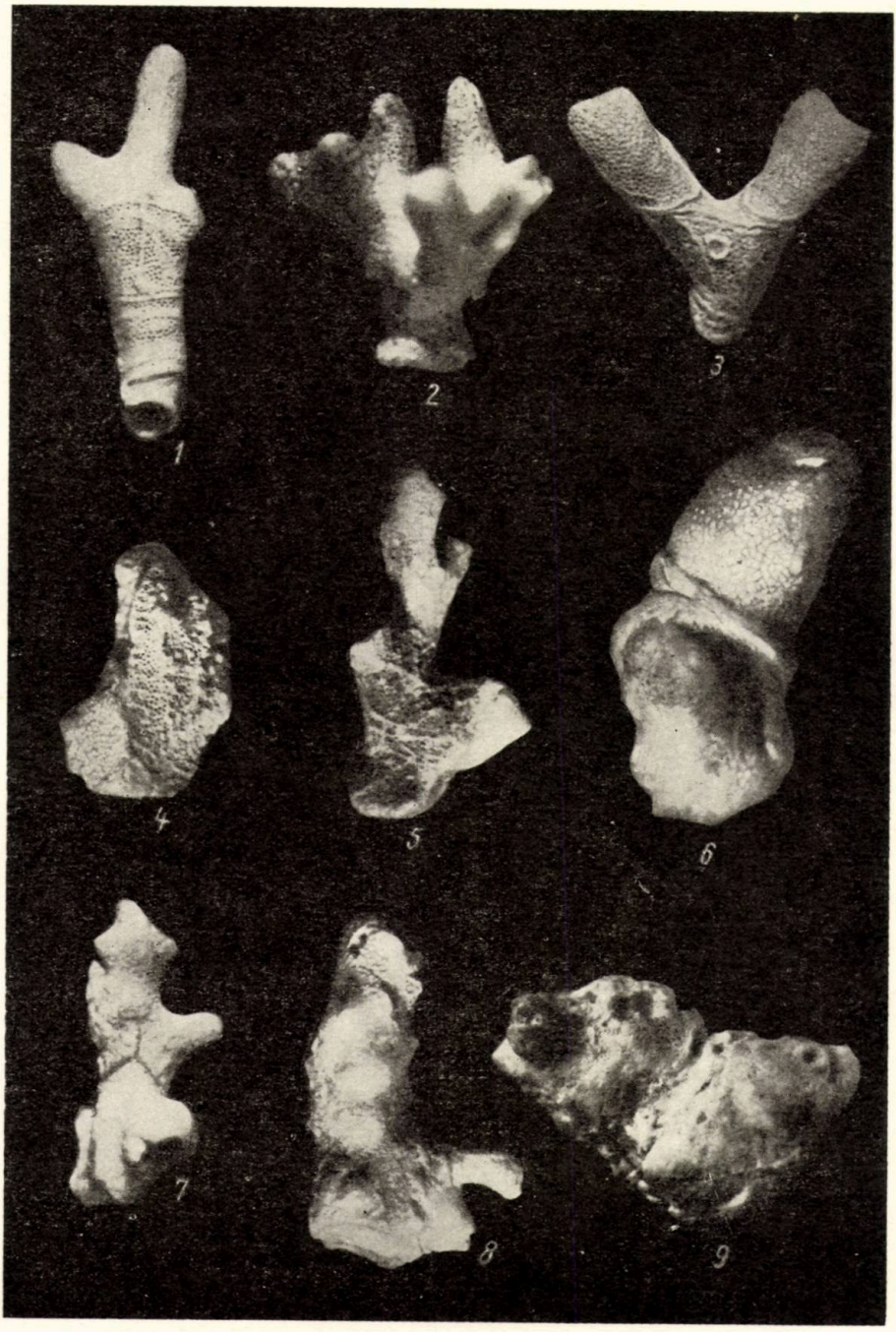
Fig. 5. — *Ceriopora angulosa* Goldfuss; exemplar cu porii grupați în fosete (tipul *cellata* Quenstedt); (×5,5).

Fig. 6. — *Ceriopora* sp. aff. *C. polimorpha* Goldfuss (×8).

Fig. 7. — *Ceriopora compacta* Quenstedt; exemplar cu ramificații scurte în unghi drept (×4,2).

Fig. 8. — *Ceriopora compacta* Quenstedt; exemplar pe care sînt fixate alte două zoarii: *C. angulosa* (a) și *C. eradiata* (b); (×4,2).

Fig. 9. — *Ceriopora polimorpha* Goldfuss (×3,7).


1
2
3
4
5
6
7
8
9

PLANȘA VI

Fig. 10. — *Ceriopora angulosa* Goldfuss (× 6,1).
Fig. 11. — *Ceriopora angulosa* Goldfuss (× 5,3).
Fig. 12. — *Ceriopora eradiata* Quenstedt (× 7,5).
Fig. 13. — *Ceriopora radiata* Goldfuss (× 7,3).
Fig. 14. — *Ceriopora eradiata* Quenstedt și *Serpula* sp. fixate pe partea internă a unui fragment de spongier în formă de cupă (× 1,2).
Fig. 15. — idem (× 8.
Fig. 16. — *Ceriopora eradiata* și *Serpula* sp. fixate pe partea externă a unui spongier în formă de cupă (× 2,2).
Fig. 17. — idem (×6,3).

1
2
3
3
4
5
6
7

PLANȘA VII

Fig. 1. — *Ceriopora* sp. aff. *C. eradiata* Quenstedt (a) fixat în regiunea apicală a unui exemplar de *Stomechinus perlatus* (Desm.); (× 2,2).

Fig. 2, 3. — *Rosacilla microstoma* (Michelin); zoarii fixate pe un test de *Stomechinus perlatus* (Desm.); (2 × 6,2; 3 × 8,7).

Fig. 4. — *Rosacilla diluviana* Lamour.); zoariu fixat pe un spongier (*Peronidella cylindrica* Goldf.); (× 2).

Fig. 5. — idem (× 5).

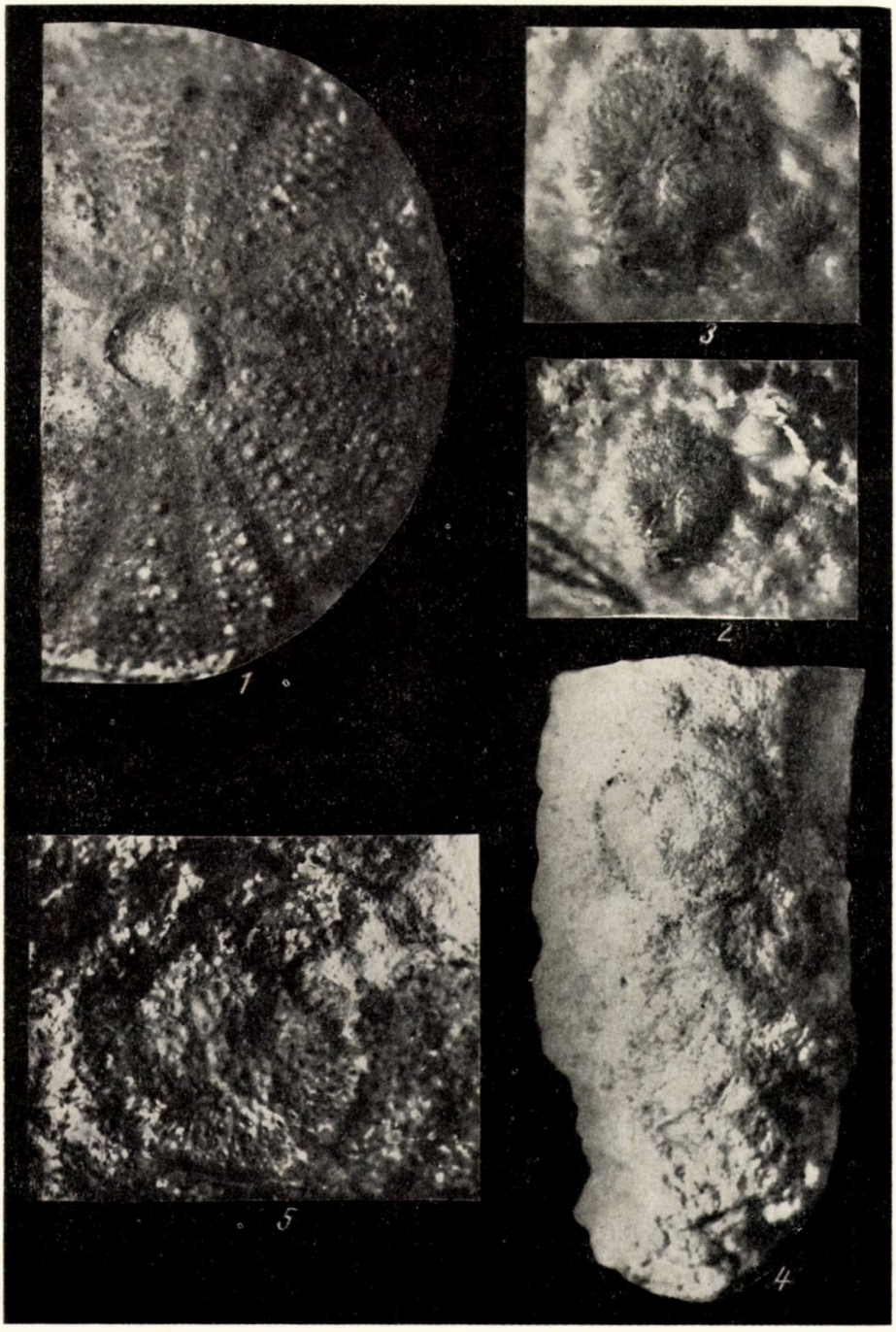

1
2
3
4
5

Fig. 1.

Fig. 2

Fig. 1, 2. — *Stomatopora dichotoma* (?) (Lamour.); (1 × 1,1; 2 × 2).

CONTRIBUȚII LA STRATIGRAFIA DEPOZITELOR NEOCRETACICE DIN MUNȚII APUSENI DE SUD

DE

CAMELIA TOMESCU, ȘTEFANA PANIN, FLORIANA GEORGESCU, G. MANTEA și E. ANTONESCU

55(0)

În general stratigrafia cretacicului din Munții Apuseni de sud (Munții Metaliferi) pune probleme dificile de corelare atît din cauza penuriei de faună, cît și a variațiilor multiple și rapide de facies. Acestea din urmă lasă să se întrevadă de la început o evoluție complexă, mișcări repetate și de inegală amploare în diferite sectoare. Din acest motiv concluziile care se întîlnesc în diferitele lucrări referitoare la cretacicul din Munții Metaliferi sînt deseori contradictorii. Date ceva mai numeroase sînt cunoscute cu privire la cretacicul superior dezvoltat pe marginea de sud a Munților Metaliferi, între Alba Iulia și insula cristalină Vărmaga — Boi.

Pînă nu de mult, o mare parte a formațiunilor neocretacice dezvoltate în acest sector, între valea Mureșului, valea Geoagiului și valea Ampoiului erau atribuite cenomanianului (Fr. Nopcsa, 1909; T. P. Ghițulescu și M. Socolescu, 1941 și M. Ilie, 1950), așa cum apare și pe harta 1 : 500 000 a României. Numai o fîșie relativ îngustă de depozite, situată în partea de est, a fost figurată pe majoritatea hărților existente ca aparținînd senonianului.

M. Pálfy (1902), deosebește în cuprinsul depozitelor cretacice superioare trei orizonturi separate paleontologic: orizontul cu *Inoceramus* (inferior), orizontul cu *Actaeonella* și orizontul cu *Cerithium* (superior).

D. Iacob (1944), studiind cretacicul din regiunea Geoagiu — Vințul de Jos, ajunge la concluzia că, în perimetrul menționat, aceste depozite aparțin campanian-maestrichtianului și sînt reprezentate prin trei tipuri litofaciale eșalonate de la vest la est: faciesul grezos-conglomeratic în vest, faciesul de adîncime în centru și faciesul conglomeratic masiv, la est.

Elena Popa-Dimian, în lucrarea sa asupra unor inocerami și amoniți din împrejurimile Vințului (1963), descrie cîteva specii

St. și cerc. de geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 14, nr. 1, p. 239–252, București, 1969

semnalate pentru prima oară în această regiune. Pe baza speciilor *Inoceramus labiatus* Schloth. şi *Inoceramus cardissoides* Goldf. autoarea atribuie vîrsta turonian-santoniană stratelor de Bozeş, iar pe baza prezenţei speciei *Hoplitoplacenticeras vari* (Schlüter), confirmă prezenţa campanianului.

Cercetările pe care le-am întreprins în partea de sud a Munţilor Apuseni, în regiunea cuprinsă între Vinţul de Jos şi Pîclişa, la est, şi Bobîlna şi Geoagiu, la vest (fig. 1), au dus la descoperirea cîtorva noi

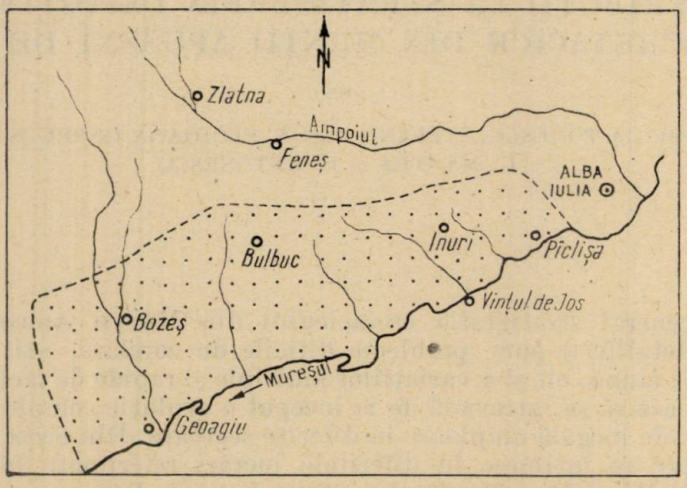


Fig. 1. — Schiţa amplasării regiunii Geoagiu—Pîclişa.

elemente paleontologice care vin să lărgească cadrul actual al cunoştinţelor noastre cu privire la stratigrafia cretacicului superior [1].

Un sector deosebit de interesant în această regiune îl constituie împrejurimile localităţilor Bulbuc şi Ciungi unde, în mijlocul terenurilor de fliş neocretacice, apare o butonieră cu structură foarte complexă. Formaţiunile cu aspect particular care se observă aici pun o problemă esenţială pentru cunoaşterea evoluţiei tectono-magmatice a Munţilor Metaliferi privind vîrsta ultimei etape a manifestărilor bazice. Pentru claritatea expunerii se va analiza mai întîi stratigrafia flişului şi a formaţiunilor sublitorale care constituie culcuşul flişului în părţile marginale ale bazinului de sedimentare şi apoi formaţiunile care apar în sectorul Bulbuc şi Ciungi.

TURONIAN SUPERIOR—CONIACIAN

Formaţiunile turonian superior — coniaciene se dezvoltă numai în partea de vest a regiunii în împrejurimile localităţilor Bobîlna, Boiu, Geoagiu şi Băcîia.

[1] Cu acest prilej aducem călduroase mulţumiri prof. A. Tzagarelli care a determinat fauna de inocerami. De asemenea, mulţumim doctorului D. Patrulius pentru îndrumările preţioase pe care ni le-a dat.

În lucrările anterioare aceste formațiuni au fost considerate cenomaniene de T. P. Ghițulescu și M. Socolescu (1941) și M. Ilie (1950), în timp ce M. Pálfy (1902) și D. Iacob (1944) le atribuie campanianului pe baza unui fragment de *Inoceramus salisburgensis*, F. K., recoltat la Fîntîna Pătrașcului.

La Bobîlna și Boiu șisturile cristaline ale masivului cristalin Vărmaga — Boiu suportă un complex de depozite detritice grosiere pentru care propunem denumirea de strate de Bobîlna. Succesiunea lor cuprinde două orizonturi cu faună diferită:

— Orizontul inferior (orizontul roșu cu *Trigonia*) este constituit din conglomerate poligene ce alternează cu gresii calcaroase roșii stratificate în bancuri de 20—30 cm.

La Bobîlna și în Valea Seacă acest orizont conține următoarea asociație în care predomină genul *Trigonia*:

Placosmilia dissimilis E. de From.
Trigonia scabra Lam.
Trigonia crenulifera Lyc.
Protocardium hillanum Sow.
Crassatella lygeriensis d'Orb.
Neithea (*Vola*) *quinquecostata* d'Orb.
Granocardium cf. *productum* Sow.
Cucullea sp.
Arca cf. *lygeriensis* d'Orb.
Pleurotomaria distincta Duj.
Pseudomaura bulbiformis Sow.
Tylostoma ferganense Pcel.
Purpurina cretacea Pcel.
Tylostoma cf. *globosum* Pcel.
Ampulospira cf. *substantam* Pcel.
Natica sp.
Gaudryceras sp. aff. (*Gaudryceras analabense* Coll.)

Orizontul superior (orizontul gălbui cu *Neithea*) este constituit din gresii microconglomeratice. El apare în valea Boiului și conține lamelibranhiate printre care:

Plicatula instabilis Stol.
Venus royana d'Orb.
Neithea (Vola) *aequicostata* Lam.
Ostrea canaliculata Sow.
Ostrea vesiculosa Sow.
Arcopagia cf. *circinalis* d'Orb.

Grosimea stratigrafică a stratelor de Bobîlna este de aproximativ 60 m.

Peste stratele de Bobîlna se dezvoltă în continuitate de sedimentare stratele de Geoagiu. Acestea sînt alcătuite dintr-un complex de marno-calcare, marne și gresii gălbui-roșcate cu rare intercalații de piroclastite bazaltice. Grosimea lor este de cca 60—80 m.

Pe valea Băcîia, în aval de sat, peste bazaltele care constituie în acest loc fundamentul regiunii, se așterne un pachet de marne gălbui și roșii, cu intercalații subțiri, de cîțiva centimetri, de gresii gălbui. Aceste marne trec gradat la stratele de Bozeș în care D. Jipa a găsit

un inoceram identificat de Elena Popa-Dimian (1963) ca *Inoceramus cardissoides* Goldf. Aceleaşi marne apar bine deschise deasupra Băilor Geoagiu unde conţin următoarele specii:

Inoceramus labiatus Schloth.
Scaphites geinitzi d'Orb.
Scaphites mesley Gross.
Scaphites poitieri Gross.
Hamites bohemicus Fric.

Judecînd după faunele semnalate, stratele de Bobîlna şi stratele de Geoagiu aparţin intervalului turonian superior—coniacian. Specia *Scaphites geinitzi* d'Orb. indică prezenţa turonianului superior, iar speciile *Gaudryceras* sp. aff. (*Gaudryceras analabense* Coll), *Scaphites mesley* Gross. şi *Scaphites poitieri* Gross. indică coniacianul inferior.

Stratele de Bozeş, ce urmează în continuitate de sedimentare peste stratele de Geoagiu, conţin specia *Inoceramus cardissoides* Goldf. caracteristică pentru santonianul inferior.

Pornind de la aceste date am atribuit stratelor de Bobîlna şi stratelor de Geoagiu vîrsta turonian superior-coniaciană.

SANTONIAN—CAMPANIAN—MAESTRICHTIAN INFERIOR

Depozitele care urmează în continuitate de sedimentare peste stratele de Geoagiu au o extindere mare către est şi nord-est, întinzîndu-se pînă în valea Pîclişa (lîngă Alba Iulia). Ele se dezvoltă într-un facies de tip fliş care trece treptat, pe verticală, la un facies molasic marin.

Depozitele în facies de fliş, denumite „stratele de Bozeş", ocupă suprafaţa cuprinsă între văile Geoagiu şi Blandiana. Ele sînt formate dintr-o alternanţă continuă şi monotonă de ritmuri de gresii şi marne şi alcătuiesc o serie monoclinală cu înclinări relativ mici spre sud-est.

Gresiile sînt stratificate în bancuri de 5—70 cm. Sînt dure, de culoare cenuşie, cu suprafeţe de alteraţie gălbui-ruginii. Pe suprafeţele de stratificaţie ale acestor gresii se observă numeroase mecano-şi bioglife.

Rocile pelitice ale ritmurilor sînt reprezentate prin marne, în parte argiloase şi nisipoase, de culoare cenuşie, foioase, micafere pe suprafeţele de stratificaţie; ele au grosimi de 5—40 cm.

În masa complexulni de fliş grezo-marnos se pot observa strate granoclasate, frecvent cu laminaţie paralelă şi mai rar cu laminaţie oblică şi convolută. Fauna acestui complex este foarte săracă. Sînt de semnalat exemplare sporadice de inocerami, găsite pe valea Geoagiului, valea Băcăinţi, valea Acmariu, Valea Bisericii. Speciile identificate sînt: *Inoceramus cardissoides* Goldf. recoltat pe valea Bozeş şi *Inoceramus decipiens* Zittl. recoltat pe Valea Bisericii. În Valea Cetăţii (la nord de Vinţul de Jos), într-un banc de gresii s-au întîlnit echinide de talie mică, puternic deformate, nedeterminabile.

Microfauna depozitelor de fliş provenind din Valea Vînţului şi inventariată de Maria Tocorjescu[1], cuprinde următoarele forme:

Globotruncana lapparenti Brotzn.

[1] Analizele de microfaună au fost efectuate de *Maria Tocorjescu.*

Globotruncana fornicata Plum.
Stensioina exsculta Reuss.
Haplophragmoides crassa d'Orb.
Ammobaculites stephensonii Cush.

Această asociație, cît și prezența speciei *Inoceramus cardissoides* Goldf., indică vîrsta santoniană.

Spre partea superioară a seriei (în partea de nord-est a regiunii) faciesul stratelor de Bozeș se schimbă treptat; încep să apară intercalații de gresii masive, grosiere, stratificate în bancuri groase de 1—2 m, separate prin diasteme. Gresiile masive au o dezvoltare mare în bazinul superior al văii Blandiana și Văii Vințului. De asemenea apar intercalații de conglomerate și microconglomerate.

Începînd din regiunea văii Blandiana, conglomeratele capătă o extindere din ce în ce mai mare spre nord și est. Dezvoltarea faciesului grosier indică începutul unui regim de sedimentație molasică marină.

Conglomeratele prezintă un caracter polimictic cu o compoziție foarte variată. Elementele au un diametru de 2—50 cm, sînt rotunjite sau semirotunjite, constituite din calcare albe, coraligene, calcare negre, cuarțite, gresii cuarțoase, calcirudite și calcarenite, riolite, tufuri riolitice, jaspuri, șisturi cristaline. Elementele de calcar constituie aproximativ 50—70% din totalul elementelor conglomeratelor. Matricea conglomeratelor este grezoasă și microconglomeratică, puțin dură, formată din aceleași tipuri de roci. Conglomeratele descrise formează bancuri ce ating uneori 2—10 m. În succesiunea lor se intercalează marne și gresii. În Valea Vințului se observă numeroase canale de eroziune („washout"). Gresiile din zona de trecere la fliș prezintă o gamă variată de hieroglife. Conglomeratele sînt în general nesortate, negradate, fără imbricații evidente. Judecînd după măsurătorile morfometrice efectuate în aceste depozite pe Valea Vințului și valea Blandiana (E. Antonescu și colab., 1963), se poate afirma că materialul lor constitutiv s-a acumulat pe marginea unui bazin de sedimentare marin, dar că elementele au fost transportate și modelate în mediu fluviatil.

În continuitate de sedimentare, peste conglomerate urmează un complex format din depozite marine, grezo—marnoase. Acestea s-au depus în condiții sublitorale, fapt demonstrat de prezența unei faune de tip Gosau. Complexul menționat se întîlnește începînd de la Valea lui Mihai spre est, în cursurile inferioare ale văilor Stăuinii, Pîclișa și a Văii Seci.

Fauna din această regiune este cunoscută de mult timp în literatura geologică și citată în lucrări de M. Pálfy (1902), Fr. Nopcsa (1909), D. Iacob (1944). Acești autori separă în regiune trei orizonturi: orizontul cu inocerami, orizontul cu *Acteonella*, orizontul cu *Cerithium*. Din cercetările pe care le-am efectuat rezultă că între cele trei orizonturi nu există limite nete, astfel că ele nu pot fi delimitate cartografic. De obicei, la partea inferioară a complexului există o asociație de faună ce cuprinde atît inocerami, cît și acteonele. Deasupra urmează un nivel în care speciile de *Acteonella* devin dominante. La partea superioară a complexului se întîlnește un orizont subțire cu ceriți și ostrei dar care nu se poate urmări pe suprafețe întinse.

Pe Valea Stăuinii se poate urmări o succesiune formată dintr-o alternanţă de marne cenuşii cu gresii friabile cenuşii, micafere şi microconglomerate mărunte, puţin dure, nisipoase, cu urme de plante incarbonizate şi conţinînd inocerami şi alte lamelibranhiate, amoniţi, gasteropode, corali. Urmează, în continuare, microconglomerate slab cimentate, cu o matrice nisipoasă de culoare gălbuie-ruginie cu numeroase acteonele. Aici nivelul cu ceriţi şi ostreide nu a fost întîlnit. Fauna recoltată în Valea Stăuinii cuprinde următoarele forme:

Cyclolites eliptica Lam.
Cyclolites fecata Stoll.
Cyclolites numulus Rss.
Cyclolites polymorpha Bron.
Cyclolites radiata Goldf.
Cyclolites orbignyi E. de From.
Cyclolites undulata transsylvanica Barnabas
Cyclolites undulata Bleinv.
Placosmilia dissimilis E. de From.
Avicula globosa Rss.
Cyrena dacica Palfy
Cyrena cretacea Drescher
Cardium duclouxi Vidal
Cardium productum Sow.
Crassatella supracretaceea Palfy
Crassatella macrodonta Sow.
Gervillea solenoides Holzapfel.
Inoceramus balticus Bőhm.
Inoceramus salisburgensis F. şi K.
Inoceramus regularis d'Orb.
Inoceramus aff. *balchi* M. + H.
Leda complanata Palfy
Lucina (*Erphyla*) *lenticularis* Goldf.
Telina circinalis Duj.
Telina costulata Goldf.
Panopea cf. *frequensis* Zitti
Trapezium trapezoidale Rőm.
Pectunculus marrotianus d'Orb.
Pina cretacea Schloth.
Pholadomya elisabethae Moesch.
Psammobia suessi Zittl.
Neithea (*Vola*) *quadricostata* Sow.
Modiola cf. *oppeli* Zittl.
Perna sp.
Acteonella (*Trochacteon*) *renauxiana* d'Orb.
Acteonella (*Trochacteon*) *gigantea* Sow.
Chemnitzia (*Pseudomelania*) *acutissima* Palfy
Glauconia ornata Brescher
Glauconia obvoluta Schloth.
Exogyra auricularis Gein.
Exogyra ostracina Lam.
Hemiphusus coronatus Röm.

Lunatia geinitzi Holzapfel
Lunatia paludinaeformis Blanc.
Melanopsis galloprovincialis Math.
Murex cf. *fusiformis* Münst.
Natica acutimargo Röm.
Natica klipsteini Mül.
Natica transylvanica Palfy
Neritopsis granulata Palfy
Pyrgulifera decussata Palfy
Pseudomaura bulbiformis Sow.
Rostellaria inornata d'Orb.
Turitella Kochi Palfy
Turbo buchi Goldf.
Hamites bohemicus Fric.
Hoplitoplacenticeras vari (Schlüt).
Pachydiscus colligatus Bink.
Pachydiscus neubergicus Hauer.
Pachydiscus sp.

La est de Valea Stăuinii, în valea Pîclișa, am întîlnit cîteva nivele fosilifere, încă nesemnalate în literatură, cu o faună abundentă asemănătoare cu cea din Valea Stăuinii. În afară de asociația de lamelibranhiate și amoniți, comună cu cea din Valea Stăuinii, în valea Pîclișa fauna cuprinde ceriți și ostreide care se întîlnesc într-un orizont superior. Prezența unei asemenea asociații indică o îndulcire a apelor. Deasupra orizontului menționat apar intercalații subțiri de argile nisipoase, roșii, care fac trecerea de la complexul molasic marin, la unul fluviatil-lacustru, aparținînd maestrichtianului superior.

Fauna găsită în valea Pîclișa cuprinde speciile:
Inoceramus balticus Böhm
Inoceramus salisburgensis F. și K.
Inoceramus regularis d'Orb.
Inoceramus proximus var. *subcircularis* Meek.
Cucullea transylvanica Palfy
Tellina stoliczkai Zitt.
Trapezium trapezoidale Röm.
Pholadomya elisabethae Moesch.
Protocardia cf. *petersi* Zitt.
Lithodomus alpinus Zitt.
Acteonella (*Trochacteon*) *renauxiana* d'Orb.
Acteonella (*Trochacteon*) *gigantea* Sow.
Hamites bohemicus Fric.
Hoplitoplacenticeras vari (Schlüt.)
Pachydiscus neubergicus Hauer
Pachydiscus sp.

Nivelul superior cu ceriți și ostreide cuprinde:
Cerithium millegranum Münst.
Cerithium münsteri Kefst.
Cerithium herepeyi Palfy
Cerithium alvinczense Palfy
Cerithium höninghausi Kefst.

Cerithium kochi Palfy
Cerithium simonyi Zk.
Cerithium cf. *sexangulum* Zk.
Cerithium cf. *debile* Zk.
Fusus subabreviatus d'Orb.
Glauconia obvoluta Schloth.
Lunatia geinitzi Holzapfel.
Natica transylvanica Palfy.
Neritopsis granulata Palfy
Neritopsis goldfussi Kefst.
Pyrgulifera decussata Palfy
Pseudomaura bulbiformis Sow.
Tritonidaea cf. *gibbosa* Stol.
Tritonidaea requeniana d'Orb.
Pycnodonta vesicularis Zk.

Ostreidele fiind prost conservate nu au putut fi determinate specific.

Din datele expuse mai sus cu privire la depozitele neocretacice cuprinse între valea Geoagiului şi valea Pîclişa, rezultă că este vorba de o serie comprehensivă a senonianului, în care nu se pot face separaţii nete între diversele subetaje. D. I a c o b (1944) ajunge la concluzia că ele aparţin campanian-maestrichtianului. Bazat pe prezenţa formei *Inoceramus salisburgensis* F. şi K. el atribuie vîrsta campaniană depozitelor echivalente stratelor de Geoagiu, iar restul seriei, maestrichtianului, pe baza prezenţei speciei *Baculites anceps*.

În urma cercetărilor pe care le-am efectuat, precizînd vîrsta stratelor de Bobîlna şi Geoagiu (turonian superior—coniacian) am ajuns la concluzia că depozitele de fliş care urmează deasupra acestor strate, în continuitate de sedimentare, respectiv stratele de Bozeş, sînt de vîrstă santoniană. Pentru argumentarea acestei idei, pledează prezenţa speciei *Inoceramus cardissoides* Goldf. caracteristică santonianului inferior, precum şi a asociaţiei de microfaună din Valea Vinţului. E l e n a P o p a-D i m i a n (1963) consideră că stratele de Bozeş cuprind în bază şi turonianul, a cărui prezenţă ar fi indicată de specia *Inoceramus labiatus* Schloth., întîlnită pe valea Galaţului, la nord de regiunea cercetată de noi. În această privinţă este de remarcat faptul că exemplarul figurat de E l e n a P o p a-D i m i a n ca *Inoceramus labiatus*, se apropie, prin caracterele sale ornamentale, de *Inoceramus decipiens* Zitt. şi în plus este incomplet ceea ce impune o rezervă pentru utilizarea lui ca element de corelare stratigrafică.

Asociaţia de lamelibranhiate, gasteropode, corali cu amoniţi şi inocerami ca: *Inoceramus balticus* Böhm., I. *regularis* d'Orb., *Hoplitoplacenticeras vari* (Schlüth.), *Pachydiscus neubergicus* Hauer, *P. colligatus* Bink., din depozitele sublitorale de pe văile Stăuinii şi Pîclişa, se întîlneşte în campanianul superior din vestul Europei. Genul *Pachydiscus colligatus* Bink. se întîlneşte în campanianul superior şi maestrichtianul inferior din Polonia, Bazinul Parisului şi Spania, iar *Pachydiscus neubergicus* Hauer este citat în maestrichtianul inferior ca fosil de zonă în vestul Europei.

Cum aceste forme se întîlnesc la același nivel, nu avem posibilitatea separării campanianului de maestrichtian.

În concluzie se poate afirma că depozitele cuprinse între valea Geoagiului și valea Pîclișei aparțin senonianului mediu și superior, și anume santonianului, campanianului și maestrichtianului inferior. Aceste subetaje nu au putut fi separate cartografic, deoarece nu se pot urmări zone faunistice continui, iar trecerile pe verticală de la un facies la altul se fac prin tranziție.

Depozitele santonian-maestrichtiene ating o grosime de 5 000—6 000 m. Este o evaluare relativă deoarece formațiunile reprezentate sînt străbătute de falii direcționale, căderea generală a stratelor rămînînd aceeași.

MAESTRICHTIAN SUPERIOR

În valea Pîclișa, Valea Stăuinii și Valea lui Mihai, peste depozitele maestrichtian inferioare urmează o serie reprezentată printr-un facies molasic lacustru-continental, de culoare roșie. Aceste depozite sînt formate dintr-o alternanță de gresii și conglomerate slab consolidate, stratificate în bancuri de 0,50 m grosime. Bancurile de gresii și conglomerate sînt separate între ele prin strate de argile roșii cu grosimi reduse (10—20 cm).

Elementele conglomeratelor sînt constituite în majoritate din cuarț rulat. Subordonat apar elemente de gnaise, șisturi cloritoase, calcare, rar bazalte. Matricea este nisipoasă, argiloasă, de culoare roșie, uneori cu zone verzui, astfel că aspectul general al complexului este vărgat.

Materialul argilos conține fragmente de cărbuni, concrețiuni de pirită, grăunți de glauconiț, fructe de *Chara*, fragmente de gips, resturi de plante. M. Pálfy (1902) și D. Iacob (1944) citează în complexul roșu impresiuni de *Sabal major* Vidal, iar Fr. Nopcsa (1909) fragmente de oase de dinosaurieni.

Măsurătorile morfometrice efectuate pe elementele conglomeratelor indică un transport fluviatil (E. Antonescu și colab., 1963).

Depozitele roșii au fost atribuite de cercetătorii anteriori, începînd cu Fr. Nopcsa, danianului. Întrucît însă ele stau peste formațiuni aparținînd maestrichtianului inferior, iar trecerea fiind gradată, pare mai probabil să reprezinte maestrichtianul superior.

Cu depozitele grezo-conglomeratice roșii, se încheie ciclul de sedimentare al cretacicului.

STRATIGRAFIA DEPOZITELOR CRETACICE DIN SECTORUL CIUNGI—BULBUC

Acest sector apare sub forma unui horst, deranjînd vizibil structura generală a formațiunilor cretacice. Depozitele care apar în limitele lui constituie două serii:

Prima, întîlnită în împrejurimile satului Bulbuc, este formată din argile roșii în care apar intercalate bancuri de gresii cenușii și verzi, micacee, bancuri de 0,5—2 m de calcarenite și piroclastite bazaltice (brecii, aglomerate bazaltice, cinerite). În plus, în aceeași serie se întîlnesc olistolite, reprezentate prin blocuri de calcare jurasice (?) care ating dimensiuni de ordinul sutelor de metri.

A doua serie apare în regiunea de obîrşie a Văii Mari şi este reprezentată tot printr-o asociaţie de roci detritice cu roci eruptive bazice. Pentru această serie sînt caracteristice: gresii şi microconglomerate calcaroase verzi, cenuşii, străbătute de diaclaze umplute cu calcit, stratificate în bancuri de 10—15 cm, ce alternează cu marne şistoase cenuşii. Acestea din urmă ajung uneori la 20—30 m grosime. În ele am găsit exemplare de inocerami încă nesemnalate în regiune.

În asociaţie cu rocile detritice apar piroclastite şi curgeri de lave bazaltice. De remarcat şi prezenţa unor roci mixte vulcano-sedimentare, şi anume gresii cineritice, tufite, brecii.

Această serie conţine şi ea olistolite, dar de un tip deosebit. Este vorba de mase de calcare cu aspect aparent omogen, dar care în realitate sînt constituite din blocuri semirotunjite de calcare, prinse într-o matrice arenitică, calcaroasă şi ea. La partea superioară, această serie cuprinde o alternanţă de gresii şi marne, şi se apropie ca aspect de stratele de Bozeş, dar în care se mai întîlnesc, sporadic, intercalaţii de aglomerate bazaltice.

Ambele serii se caracterizează printr-un grad avansat de tectonizare.

Referitor la vîrsta primei serii descrise, singurul argument paleontologic este citat de M. I l i e (1950) din şisturile argiloase roşii de lîngă Bulbuc. Este vorba de *Rosalina linnéi*, care ar indica vîrsta turonian-senoniană.

În regiunea Ighiu (Munţii Metaliferi), pe baza unei asociaţii microfaunistice caracteristice, depozite de fliş similare au fost atribuite albianului [2], ca şi în regiunea Tăuţi (Valea Ampoiului) (M. B l e a h u şi M. D i m i a n, 1967).

În lipsa altor argumente plasăm aceste depozite în intervalul albian-cenomanian. Problema poziţiei lor geometrice este dificilă, raporturile cu celelalte depozite fiind de natură tectonică.

Vîrsta celei de a doua serii este şi ea discutabilă. Pînă acum lipsa faunei, precum şi raporturile stratigrafice neclare cu formaţiunile subjacente şi acoperitoare au dus la unele controverse în ceea ce priveşte corelarea stratigrafică. Astfel, M. P á l f y (1902) şi D. I a c o b (1944) au atribuit depozitele din sectorul Ciungi—Bulbuc, neocomianului, iar T. P. G h i ţ u l e s c u şi M. S o c o l e s c u (1941) cenomanianului.

În cercetările noastre am fost tentaţi să considerăm depozitele de aici barremian-apţiene pe baza asemănării litologice cu depozite similare din bazinul Ampoiţa. Aceste asemănări sînt evidente mai ales de prezenţa produselor de erupţii bazice (lave, aglomerate, brecii, cinerite) care apar intim legate de rocile sedimentare, în cuprinsul cărora sînt cantonate, şi care demonstrează că au avut loc erupţii repetate, sincrone cu sedimentarea.

Dar, în depozitele acestei serii am găsit mai multe exemplare de inocerami dintre care *Inoceramus cycloides* Wegner şi *Inoceramus* cf. *lingua* Goldf. Aceste specii se întîlnesc în senonian, *Inoceramus cycloides* Weg-

[2] G. M a n t e a, E. A n t o n e s c u, S. B o r d e a, J. D a n, C. T o m e s c u, C. C o r n e a, T. O d o b e s c u şi R. P u r i c e l, *Prospecţiuni geologice pentru minereuri aurifere şi neferoase în Munţii Metaliferi*, Arh. Com. geol., 1961.

Fig. 2. — Coloană stratigrafică în sonda 1 Someșeni.

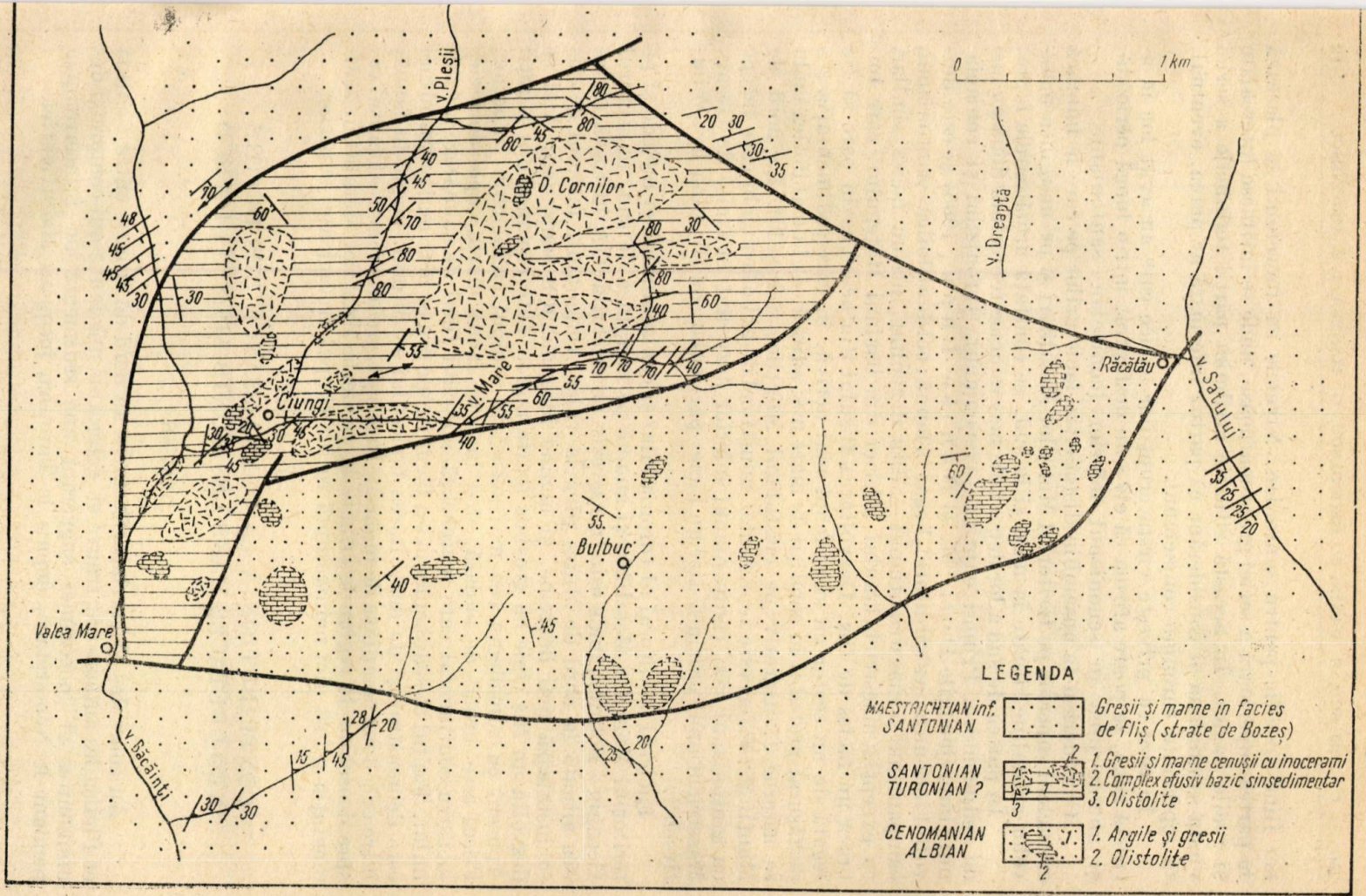


Fig. 3. — Schița geologică a sectorului Ciungi — Bulbuc.

ner fiind specific pentru santonian. Nivelele cu inocerami se plasează la partea superioară a seriei grezo-marnoase, unde se întîlnesc intercalate şi rocile bazice. În această situaţie atribuim părţii terminale a seriei vîrsta santoniană şi considerăm că partea inferioară ar putea, eventual, să reprezinte turonian-coniacianul.

În ceea ce priveşte vîrsta erupţiilor bazice care au avut loc în această zonă, se poate afirma că ele s-au desfăşurat într-o lungă perioadă, şi anume pînă în senonianul inferior (coniacian—santonian).

Considerînd în ansamblu distribuţia faciesurilor pe care le îmbracă cretacicul superior pe teritoriul Munţilor Metaliferi şi pe marginea masivelor cristaline situate la nord şi la sud, se constată următoarele fapte:

În partea de sud a lor depozitele neocretacice reprezintă două cicluri de sedimentare. Primul cuprinde vraconianul, turonianul şi coniacianul (împrejurimile Devei, M. şi D e n i s a L u p u , 1965) şi este dezvoltat într-un facies sublitoral, bogat în faună; cel de al doilea—santonianul, campanianul şi maestrichtianul—, este dezvoltat într-un facies similar, cu excepţia maestrichtianului inferior din bazinul Haţegului, care îmbracă un facies de fliş. Dezvoltarea flişului din acest bazin pare să fie legată de un sector cu subsidenţă mai activă, în care sedimentaţia s-a desfăşurat probabil în condiţii de mare mai adîncă. Cel de al doilea ciclu se aşterne transgresiv pe cristalinul Munţilor Sebeşului. La nord de Munţii Metaliferi este reprezentat numai cel de-al doilea ciclu care începe cu santonianul sau campanianul inferior dezvoltat în facies de Gosau. Maestrichtianul prezintă aici un facies particular, de fliş pînă la „Wild-flysch".

Faciesul sublitoral al turonianului şi coniacianului se întinde şi pe teritoriul Munţilor Metaliferi şi anume pe marginea de sud, în sectorul Geoagiu—Bobîlna, unde este transgresiv pe cristalin. Dar în toată regiunea situată la nord de Mureş pînă la valea Ampoiului, faciesul de fliş se instalează mai devreme, şi anume începînd din santonian. Aici se desvoltă un fliş tipic cu grosime foarte mare. Este regiunea din Munţii Apuseni cu subsidenţa cea mai activă în timpul cretacicului superior. Flişul este urmat de molasă, mai întîi de facies marin, apoi de facies lacustru-continental care marchează episodul final de colmatare a bazinului. Faptul că sedimentaţia s-a făcut în ape din ce în ce mai puţin adînci este demonstrat şi de dezvoltarea faciesului sublitoral, bogat în faună, între cele două complexe de molasă. În sfîrşit, trebuie remarcat faptul că, spre deosebire de regiunile situate la periferia Munţilor Metaliferi, sedimentaţia a fost aici neîntreruptă în tot timpul cretacicului superior.

CONTRIBUTION À LA CONNAISSANCE DES DÉPÔTS NÉO-CRÉTACES DANS LES MONTS APUSENI DE SUD

RÉSUMÉ

Au cours des recherches effectuées au nord de Mureş, entre Bobîlna et Pîclişa les auteurs ont trouvé et déterminé une faune qui comprend des ammonites et inocérames suggérant une sédimentation ininterrompue pendant le Néo-crétacé, depuis le Turonien jusqu'au Maëstrichtien.

Dans la partie ouest de la région, dans le secteur de Bobîlna-Geoagiu la présence des formes *Inoceramus labiatus* Schloth., *Scaphites geinitzi* d'Orb., *Scaphites mesley* Gross., *Gaudryceras* sp. aff. (*Gaudryceras analabense* Coll.) indique l'existence du Turonien supérieur—Coniacien, dans un faciès sub-littoral (Couches de Bobîlna et Couches de Geoagiu), représentant le terme le plus ancien de la succession stratigraphique de cette contrée.

Vers l'E, entre la Vallée de Geoagiu et celle de Pîclișa, se développe un complexe de dépôts plus recents dans lequel on a identifié l'association faunique comprenant les formes: *Inoceramus cardiossoides* Goldf., *Inoceramus balticus* Böhm., *Hoplitoplacenticeras vari* (Schlüthe), *Pachydiscus neubergicus* Hauer., *Pachydiscus colligatus* Bink., association qui indique l'âge santonien-campanien-maëstrichtien pour les dépôts mentionnés. Dans ce complexe les auteurs ont séparé, dans la partie W de la zone de développement, un faciès inférieur de type flysch (Couches de Bozeș), tandis que dans la partie E, c'est un faciès molassique marin qui s'individualise. Il a été impossible de délimiter strictement ces deux faciès étant donné le passage graduel du faciès de flysch à celui de molasse.

Encore plus à l'Est suit un paquet de dépôts caractérisés par un faciès molassique lacustre continental, sans aucune faune, qui a été considéré Maëstrichtien supérieur. Ce faciès marque l'épisode final de comblement du bassin de sédimentation.

Le secteur Ciungi-Bulbuc. Dans la zone de développement des dépôts de faciès de flysch (Couches de Bozeș) on a identifié un secteur caractérisé par une tectonique qui diffère du style général de la région, ce qui a obligé les auteurs à le décrire séparément.

Deux séries ont été mises en évidence: (1) inférieure, exempte de fossiles, et qui ressemble à tous points aux dépôts albiens dans d'autres régions des monts métallifères, et (2) supérieure, constituée par des formations mixtes volcanogènes-sédimentaires. A la partie supérieure de cette série, dans les marnes grises, sous une plaque d'agglomérats bazaltiques, les auteurs signalent la présence des espèces *Inoceramus cycloides* Wegner et *Inoceramus* cf. *lingua* Goldf. qui indiquent pour ces dépôts l'âge santonien. On peut donc affirmer que les éruptions basiques, synchrones ont continué, au moins dans cette partie des monts métallifères, pendant le Santonien y compris.

BIBLIOGRAFIE

Antonescu E., Balș Șt., Georgescu F., Georgescu V., Mantea G., Mihăilescu N., Panin N., Tomescu C. (1963), *Date sedimentologice asupra depozitelor senonian-daniene din regiunea Vințu de Jos—Geoagiu*, St. cerc. geol., **VIII**, *2*.

Bleahu M. și Dimian M. (1967), *Studii stratigrafice în regiunea Feneș — Ighiu — Întregalde.*, D.S. Com. geol., **LIII**, *2*,

Gheorghiu C. (1954), *Studiul geologic al văii Mureșului între Dobra și Deva*, An. Com. geol., **XXVIII**.

Gherman I. (1938), *Cercetări geologice în colțul de SV al Depresiunii Transilvaniei*, Rev. Muz. geol. min., Univ. Cluj, **VII**.

Ghițulescu T. P. et Socolescu M. (1941), *Etude géologique et minière des monts Métallifères*, Ann. Inst. Géol. Roum., **XX**.

Iacob D. (1944), *Contribution à la connaissance du Crétacé supérieur dans le S des monts Apuseni*, Rev. Muz. Min. Géol. Univ. Cluj., **VIII**.

ILIE M. (1950), *Monts Métallifères de Roumanie*, An. Com. geol., **XXIII**.

LUPU M. şi LUPU DENISA (1956), *Notă asupra Cretacicului superior din bazinul Vidra şi Sohodol — Cîmpeni*, D. S. Inst. geol., **XLIII**.

— (1966), *Stratigrafia şi faciesurile depozitelor cretacice superioare din regiunea Bretelin — Cherghes (sud de Deva)*, D.S. Inst. geol., **LII** (1965), *2*.

MACOVEI G. et ATANASIU I. (1934), *L'évolution géologique de la Roumanie Crétacé*, Ann. Inst. Géol. Roum., **XVI**.

MARINCAŞ V. (1963), *Nouvelles formes d'Inocérames du Crétacé supérieur des Carpates méridionales et leur valeur stratigraphique*, Rev. VI Congr. de l'Assoc. Carpato-Balk. Varşovia-Cracovia.

NOPCSA FR. (1909), *Discuţii asupra danian-oligocenului de la Alba Iulia — Sîncraiu— Vinţu de Jos*, fasc. 5.I. Földt. Közl., Budapesta, **XXXIX**.

PÁLFY M. (1902), *Die oberen Kreideschichten in der Umgebung von Alvincz*, Mitt. Jahresb. d.k.k. ung. geol. R. A. Budapesta, **XII**.

POPA-DIMIAN ELENA (1963), *Contribuţiuni la studiul Inoceramilor şi Amoniţilor neocretacici din împrejurimile Vinţului — Munţii Apuseni*, St. cerc. geol., **VIII**, *4*.

Întreprinderea geologică de prospecţiuni a Comitetului de Stat al Geologiei

Primit în redacţie la 14 februarie 1967

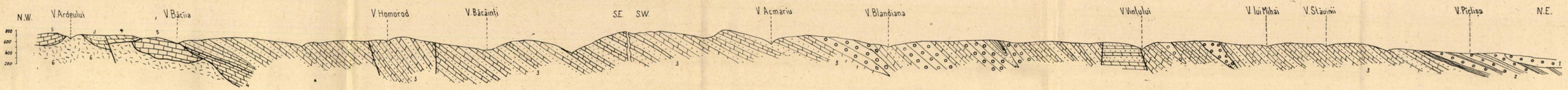


Fig. 4. — Secțiune geologică în regiunea dintre valea Băcîia și valea Piclișa.

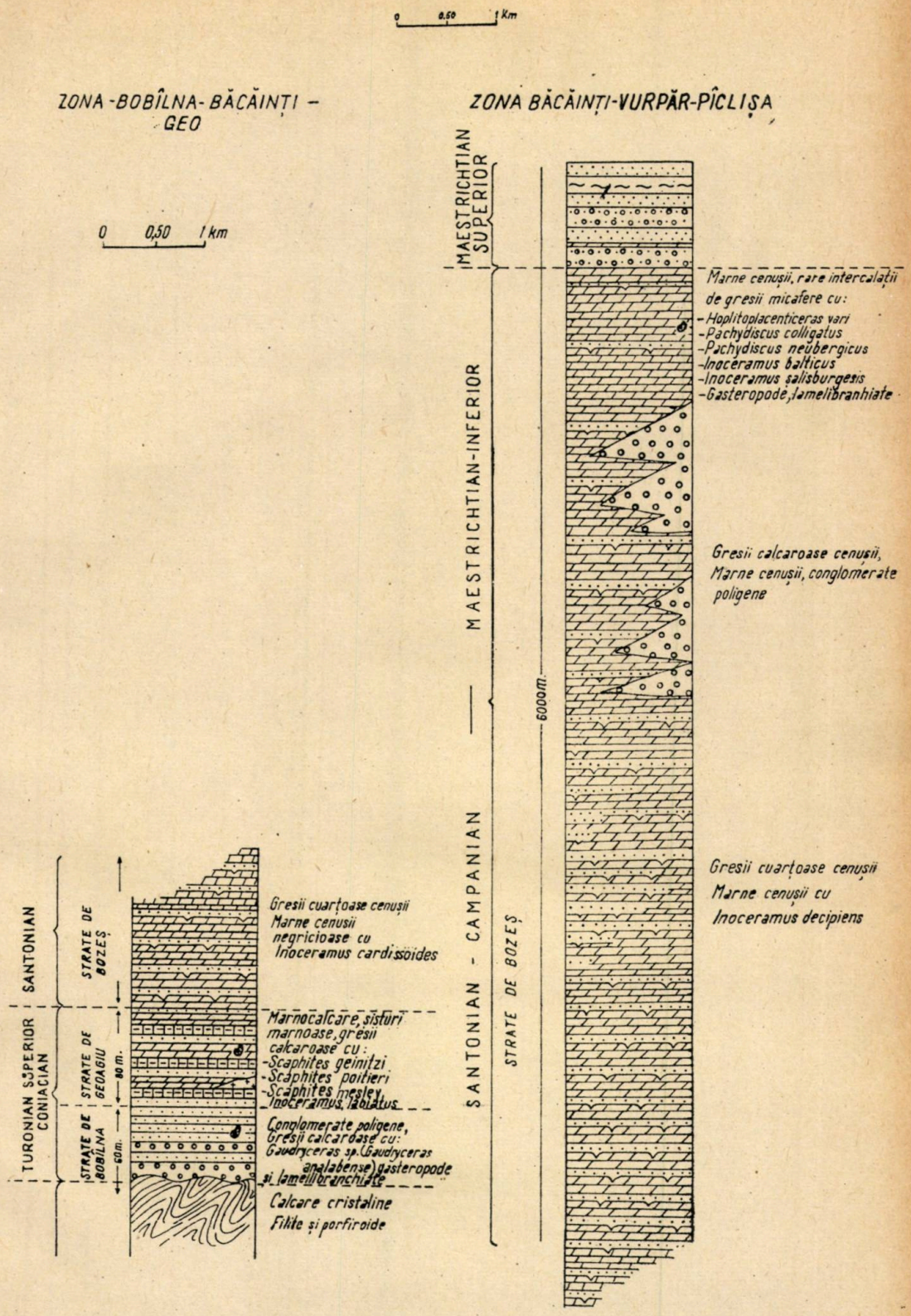


Fig. 5. — Coloana stratigrafică a depozitelor cretacice superioare din regiunea Bobîlna—Băcăinți—Vințul de Jos.

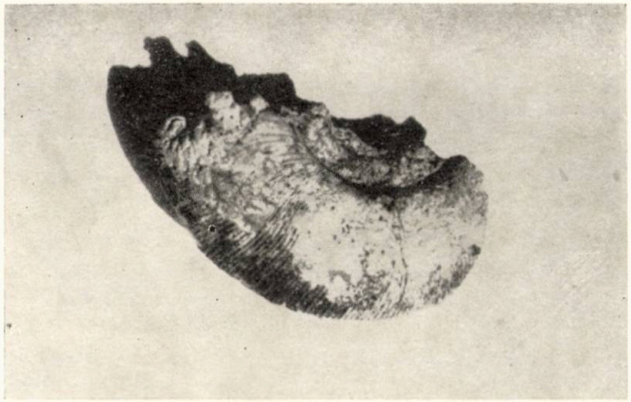


Fig. 6. — *Gaudryceras* sp. aff. (*Gaudryceras analabense* Coll,) × 1. Valea Seacă.

Fig. 7. — *Scaphites geinitzi* d'Orb. × 1. Geoagiu — Băi.

Fig. 8. — *Scaphites meslei* Gross. × 1. Geoagiu — Băi.

Fig. 9. — *Hamites bohemicus* Eric. × 1. Geoagiu — Băi

Fig. 10. — *Pachydiscus colligatus* Bink. $\frac{1}{2}$. Valea Stăuinii.

Fig. 11. — *Hoplitoplacenticeras vari* Schlüt. × 1. Valea Pîclișa.

Fig. 12. — *Inoceramus labiatus* Schloth. × 1. Geoagiu — Băi.

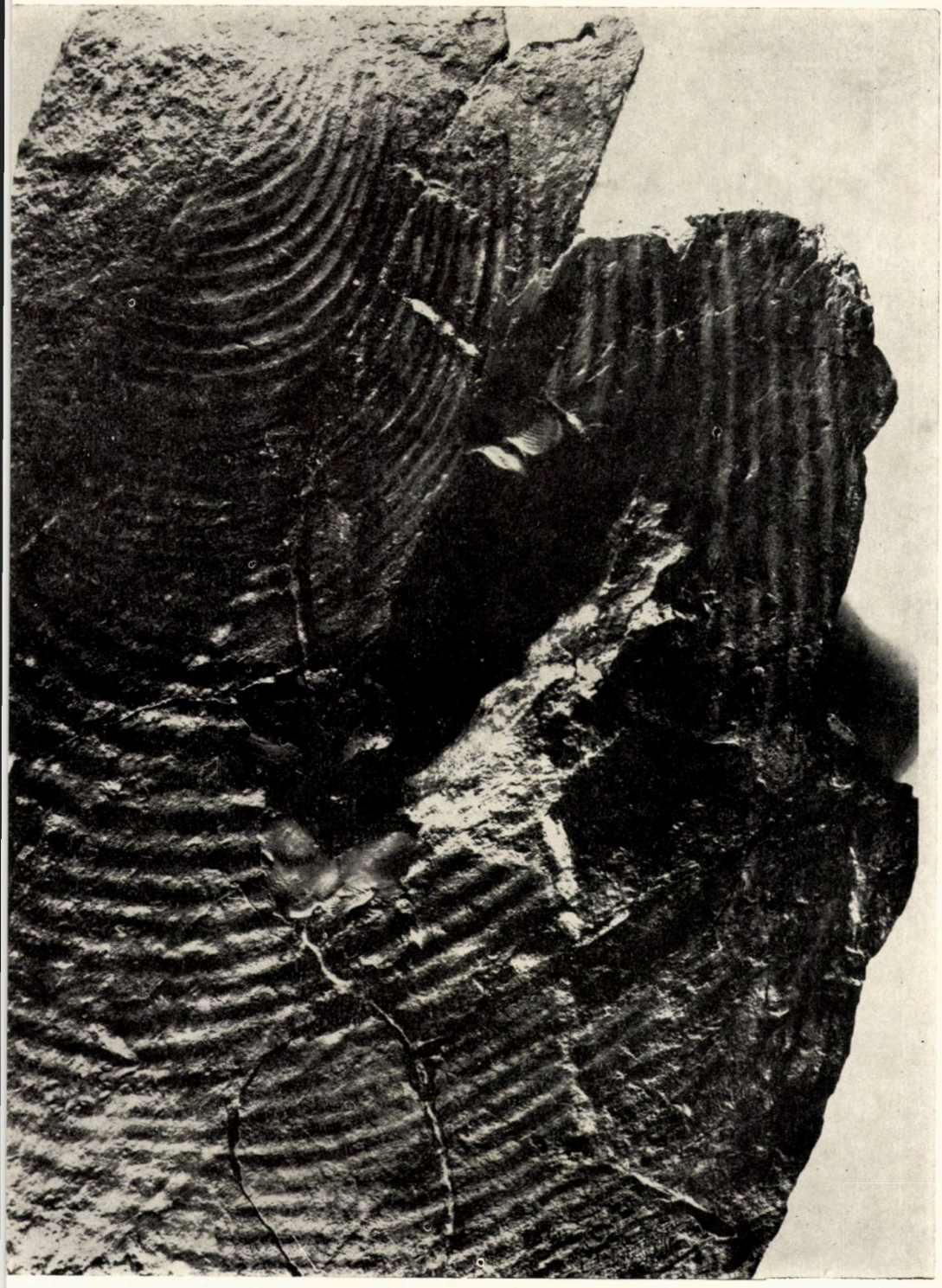


Fig. 13. — *Inoceramus cycloides* Wegner. × 1. Valea Mare (Ciungi).

Fig. 14. — *Inoceramus* cf. *lingua* Goldf. × 1. Valea Mare (Ciungi).

Fig. 15. — *Inoceramus decipiens* Zitt. × 1. Valea Bisericii.

Fig. 16. — *Inoceramus regularis* d'Orb. × 1. Valea Pîclișa.

Fig. 17. — *Inoceramus proximus* var. *subcircularis* Meek. × 1. Valea Pîclișa.

Fig. 18. — *Inoceramus balticus* Böhm. × 1. Valea Stăuinii.

DATE NOI CU PRIVIRE LA ORIZONTAREA EOCENULUI DIN VALEA CHIOARULUI (BAZINUL TRANSILVANIEI)

DE

GH. MĂRGĂRIT şi MARIA MĂRGĂRIT

55(05)

Cercetările geologice efectuate în ultimul timp, în partea de nord-vest a Bazinului Transilvaniei au adus o serie de precizări de ordin stratigrafic, care facilitează paralelizarea depozitelor eocene din regiunea Cluj–Jibou cu cele din regiunea cuprinsă între Jibou–Tg. Lăpuş.

Pe baza datelor obţinute pe cîteva profile efectuate în partea sud-vestică a bazinului Văii Chioarului, respectiv în împrejurimile localităţii Vărai vom încerca să prezentăm cîteva din posibilităţile de separare cartografică a depozitelor eocene din această regiune, într-un mod similar cu orizontarea făcută în restul bazinului.

Bazele stratigrafiei depozitelor paleogene şi neogene din Bazinul Transilvaniei au fost puse de K. Hofmann (1879) şi A. Koch (1894), unele date referitoare la aceste formaţiuni, cunoscîndu-se chiar de la Fr. Hauer şi G. Stache (1863).

Lucrări mai noi care au contribuit la completarea imaginii geologice a acestei regiuni aparţin lui Gr. Răileanu şi Emilia Saulea (1956), M. Chiriac[1] şi Ş. Ioniţă (1964).

Depozitele care iau parte la alcătuirea geologică a regiunii de care ne ocupăm aparţin paleocen-eocenului, în cadrul căruia am separat argilele vărgate inferioare, orizontul cu *Anomia* şi *Gryphaea észtérhazyi*, orizontul cu *Nummulites perforatus*, orizontul marnelor cenuşii, orizontul calcarelor

---

[1] M. Chiriac, (*a*) *Raport economic preliminar asupra regiunii Răstoci — Valea Morii — Şomcuta Mare*, Arh. Com. geol., 1952;

(*b*) *Zăcămîntul de bentonit de la Valea Chioarului — regiunea Baia Mare*, Arh. Com. geol., 1953;

(*c*) *Raport asupra regiunii Perii Vadului — Topliţa — Văraiug (regiunea Cluj şi Baia Mare)*, Arh. Com. geol., 1956;

(*d*) *Raport asupra prospecţiunilor pentru bentonite la Valea Chioarului*, Arh. Com. geol., 1962.

grosiere inferioare sau al gresiei de Racoţi, argilele vărgate superioare şi seria calcaroasă.

În cele ce urmează vom face o descriere succintă a formaţiunilor amintite, insistînd asupra elementelor noi.

ARGILELE VĂRGATE INFERIOARE

Depozitele corespunzătoare argilelor vărgate inferioare au fost descrise de majoritatea cercetătorilor anteriori şi au fost întîlnite şi de noi pe toate profilele efectuate. Acestea aflorează prin partea lor superioară, fiind alcătuite din alternanţe de argile nisipoase maroniu-roşcate sau violacee, cu pete vineţiu-albăstrui, gresii şi nisipuri cuarţitice cenuşiu-albicioase sau verzui, deci cu o constituţie litologică asemănătoare cu cea din restul bazinului.

ORIZONTUL CU ANOMIA ŞI GRYPHAEA ÉSZTÉRHAZYI

Acest orizont este bine dezvoltat în regiunea Cluj–Jibou, unde a fost separat pe criterii litologice şi faunistice, deşi majoritatea cercetătorilor anteriori l-au descris împreună cu gipsurile inferioare.

Menţionăm că, în bazinul Văii Chioarului nu a fost semnalată pînă acum prezenţa acestui orizont.

Amintim în acest sens că S. I o n i ţ ă (1964) ajunge la concluzia că lipseşte nivelul cu *Gryphaea észtérhazyi*, cît şi nivelul de calcar cunoscut în literatură sub numele de calcar cu *Anomia*, deşi aminteşte că în apropiere de Stejerea a întîlnit un nivel cu *Giganthostrea rarilamella*, care pare să fie sub nivelul cu *N. perforatus*.

Pe profilul de la nord-est de localitatea Vărai, peste argilele vărgate inferioare urmează marne, gresii şi grezo-calcare cenuşiu-vineţii, fosilifere (conţinînd resturi fosile nedeterminabile la care se adaugă exemplare de *Natica* sp. şi *Gryphaea észtérhazyi* cu grosime de 1,5—2 m, care suportă orizontul cu *N. perforatus*. Nu am întîlnit exemplare de *Anomia* în cadrul acestor depozite. Acest fapt nu exclude însă posibilitatea ca aici să fie dezvoltat întreg echivalentul stratigrafic al acestui orizont dacă nu şi echivalentul gipsurilor inferioare, căruia i-ar putea reveni o parte din marnele cenuşiu-vineţii de la partea inferioară a depozitelor grezo-calcaroase fosilifere, evident, condensate ca grosime.

Un argument în plus, în afară de poziţia stratigrafică a depozitelor pe care le atribuim acestui orizont, este şi prezenţa formelor de *Gryphaea észtérhazyi*, forme care în restul bazinului se întîlnesc, exclusiv, la acest nivel stratigrafic, constituind chiar un bun reper faunistic, plasat către partea superioară a orizontului.

ORIZONTUL CU NUMMULITES PERFORATUS

Peste marnele vinete aparţinînd orizontul subjacent urmează un nivel de 0,20 m grosime alcătuit din conglomerate cuarţitice, mărunte, peste care se aşază depozite grezo-calcaroase gălbui, stratificate în bancuri

de 0,50 m, avînd o grosime totală de aproximativ 4 m, cu numeroşi numuliţi de tipul *Nummulites perforatus*, Mont., care dau depozitelor un caracter lumaşelic.

Prezenţa nivelului conglomeratic din baza orizontului cu *N. perforatus*, la nord de Vărai, demonstrează existenţa unei uşoare transgresiuni a acestui orizont peste diferiţi termeni mai vechi, aşa cum au remarcat Gr. Răileanu şi Emilia Saulea (1956) şi M. Chiriac [2] într-o altă zonă a bazinului.

În cazul în care un astfel de fenomen a avut loc, amploarea lui a fost mică, fapt demonstrat de grosimea redusă a conglomeratelor, precum şi de absenţa unei discordanţe vizibile între cele două orizonturi — orizontul cu *Nummulites perforatus* şi orizontul cu *Anomia* şi *Gryphaea észtérhazyi*. Această transgresiune ar explica grosimea redusă a orizontului cu *Gryphaea észtérhazyi*.

ORIZONTUL MARNELOR CENUŞII

După depunerea orizontului cu *Nummulites perforatus*, condiţiile de sedimentare din zona la care ne referim s-au diferenţiat uşor faţă de cele din regiunea Cluj-Jibou, fapt care s-a reflectat în litologia depozitelor luteţiene superioare şi priaboniene.

Pe aceste considerente, depozitele corespunzătoare acestui interval de timp, au fost descrise pînă acum ca o entitate litologică în care nu se pot face separaţiile cunoscute în regiunea dintre Cluj şi Jibou. În cazul în care acest lucru s-a făcut, el nu corespunde stadiului actual de cunoaştere a stratigrafiei Bazinului Transilvaniei.

Astfel, Gr. Răileanu şi Emilia Saulea (1956) au arătat că, în zona de la nord-est de Jibou nu se pot separa orizontul marnelor cenuşii, orizontul gresiei de Racoţi şi argilele vărgate superioare, respectiv stratele de Turbuţa şi, din această cauză, le-au descris sub numele de strate de Stejerea, după localitatea cu acelaşi nume din bazinul Văii Chioarului.

Peste argilele vărgate inferioare M. Chiriac[3] separă stratele de Racoţi reprezentate prin trei orizonturi: orizontul cu *Nummulites perforatus*, orizontul marnelor cu moluşte şi orizontul gresiei de Racoţi, dar conţinutul litologic pe care îl repartizează acestora este diferit faţă de cel pe care îl acordăm noi.

S. Ioniţă (1964) descrie, peste argilele vărgate inferioare, un complex grezos care are în bază un nivel cu *Nummulites perforatus*, iar la partea superioară echivalentul orizontului argilelor vărgate superioare.

De asemenea, pe harta geologică a Institutului geologic, foaia Şomcuta, peste depozitele în discuţie, sînt figurate numai orizontul cu *N. perforatus* şi orizontul gresiei de Racoţi, luate împreună sub numele de strate de Racoţi.

---

[2] *Ibidem* (*a*), p. 1.
[3] *Ibidem* (*c*) p. 1.

În cele ce urmează vom prezenta coloana stratigrafică a depozitelor eocene care aflorează la nord de Vărai (fig. 1 *c*) începînd cu argilele vărgate inferioare pînă la seria calcaroasă, făcînd şi paralelizările de rigoare la nivelul fiecărui orizont, cu regiunile învecinate.

În general aceste depozite sînt reprezentate prin diferite tipuri litologice, începînd cu pietrişuri, conglomerate mărunte, gresii şi nisipuri cuarţitice, în care se întîlnesc (la partea inferioară), grezo-calcare cu aspect nodulos, cu urme fosile nedeterminabile; sînt prezente şi calcare grezoase cenuşiu-albicioase.

Se vede deci, că depozitele din coloana stratigrafică alăturată îmbracă, în cea mai mare parte, un facies nisipos-grezos, subordonat conglomeratic; intercalaţiile de calcare sînt neglijabile şi se plasează undeva la jumătatea coloanei stratigrafice respective, după cum sînt subordonate şi intercalaţiile de argile roşcate, prezente către partea superioară a echivalentului stratigrafic al argilelor vărgate superioare, peste care urmează seria calcaroasă.

Ceea ce trebuie reţinut este faptul că, în cadrul depozitelor calcaroase am întîlnit o bogată faună de scuteline, resturi de *Coeloma* sp., iar în depozitele subjacente *Corbula gallica* Lam., forme care sînt caracteristice orizontului marnelor cenuşii din zonele mai sudice ale Bazinului Transilvaniei.

Menţionăm că M. C h i r i a c [4] atribuie depozitele cuprinse între orizontul cu *Nummulites perforatus* şi seria calcaroasă din această regiune la două orizonturi: orizontul marnelor cu moluşte şi orizontul gresiei de Racoţi.

După părerea noastră, depozitele care stau peste orizontul cu *N. perforatus* şi suportă grezo-calcarele cu scuteline le considerăm echivalentele orizontului marnelor cenuşii, cu atît mai mult cu cît am întîlnit şi rare exemplare de *Corbula gallica* Lam.

ORIZONTUL CALCARELOR GROSIERE INFERIOARE SAU AL GRESIEI DE RACOŢI

Observaţiile geologice au arătat că această entitate litologică îmbracă în partea de sud a Bazinului Transilvaniei un facies predominant calcaros, descris sub numele de calcarele grosiere inferioare (A. K o c h, 1894), iar în partea de nord (în împrejurimile Jiboului), un facies grezos, cunoscut sub numele de gresia de Racoţi (K. H o f m a n n , 1879), zona lor de îndinţare plasîndu-se la est de Meseş, în sectorul Buciumi-Agrij-Treznea.

În zona la care ne referim, atribuim acestui orizont depozitele grezos-calcaroase sau marnoase cu faună de scuteline şi ostrei, din coloana stratigrafică, descrisă anterior, cu o grosime de 10—12 m, deci atît pe baza afinităţilor litologice, cît şi a celor faunistice cu calcarele grosiere inferioare, respectiv gresia de Racoţi.

Cu alte cuvinte, în zona Vărai, echivalentul stratigrafic al acestui orizont îmbracă un facies mixt, calcaros-grezos, asemănător cu cel carac-

[4] *Ibidem* (*a*), p. 1.

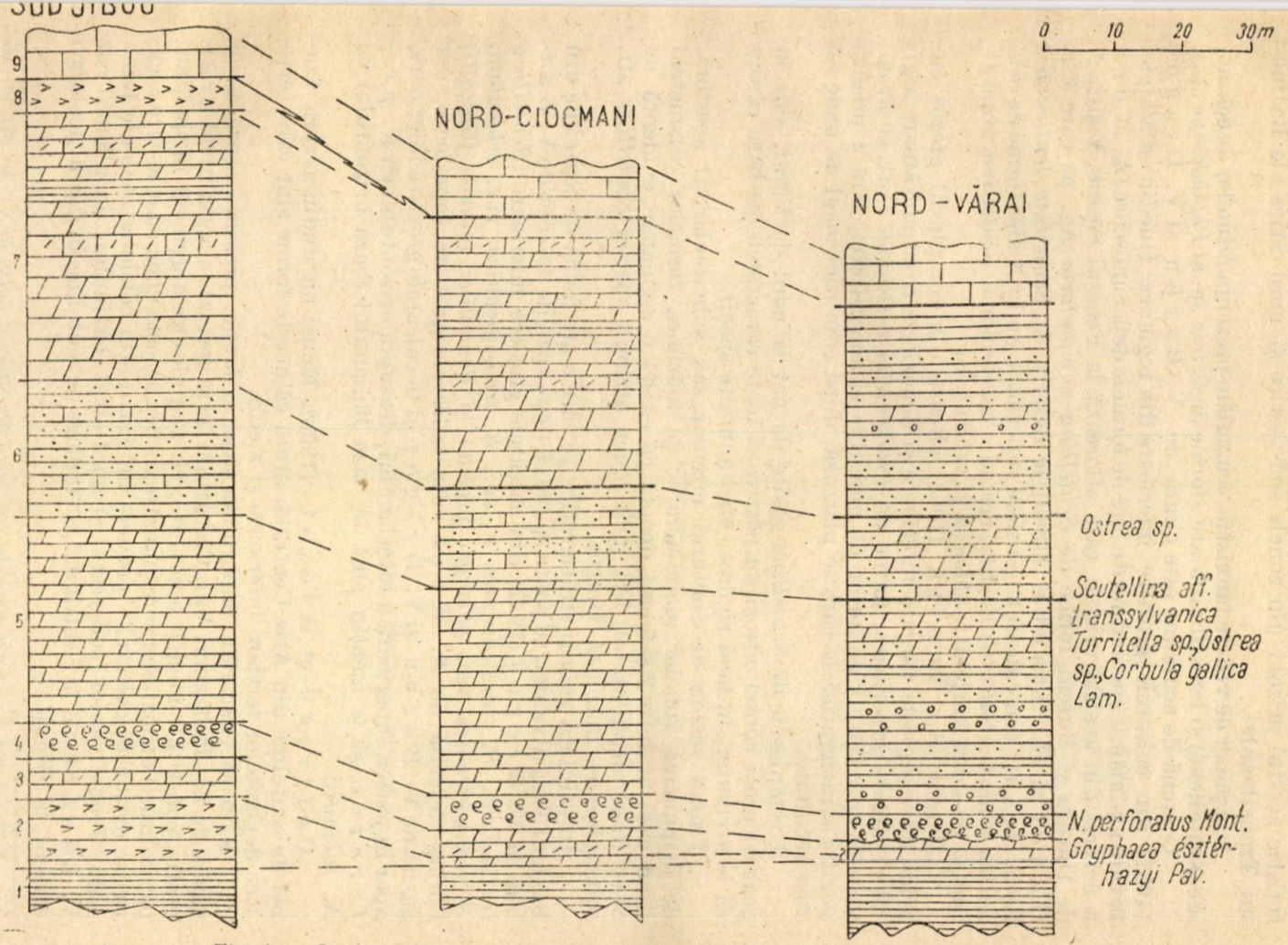


Fig. 1. — Corelarea depozitelor eocene din bazinul Văii Chioarului cu regiunea Jibou.

1, Argilele vărgate inferioare; *2*, gipsurile inferioare; *3*, orizontul cu *Anomia* și *Gryphaea esztérhazyi*; *4*, orizontul cu *N. perforatus*; *5*, orizontul marnelor cenușii; *6*, orizontul calcarelor grosiere inferioare sau al gresiei de Racoți; *7*, argilele vărgate superioare; *8*, gipsurile superioare; *9*, orizontul calcarelor grosiere superioare: *8–9*, seria calcaroasă.

teristic acestui orizont din zonele sud-vestice şi nord-estice ale Bazinului Transilvaniei.

Din punct de vedere faunistic, semnalăm prezenţa formelor de echinoide (scuteliene) şi lamelibranhiate (forme de *Ostrea* sp. şi *Pholadomya* sp.).

O faună de scuteline este citată de V. Barbu şi V. Dragoş (1957) din calcarele grosiere inferioare din regiunea Huedin—Călăţele, în care au întîlnit specii diferite faţă de formele deja cunoscute (A. Koch a descris din acelaşi orizont care aflorează la Feneşul Săsesc, Viştea, N de Duruşa şi Buteni, forme de *Scutellina nummularia* Ag. pe care Fr. Hauer şi G. Stache (1863) le descriu ca *Scutellina lenticularis* Lam. Ag., iar din calcarele grosiere superioare de la Nadăş forme de *Scutellina rotunda* (*Galeotti*) Forbes, creind o specie nouă, *Scutellina transylvanica* cu două varietăţi, *oblonga* şi *orbiculata*.

Recent, S. Ioniţă (1964) citează din complexul grezos cuprins între argilele vărgate inferioare şi depozitele corespunzătoare argilelor vărgate superioare, forme de *Praescutella cailliaudi* Cott. şi *Protoscutella* sp., alături de forme de numuliţi şi anomii etc., fără a preciza poziţia stratigrafică la care se plasează, după cum nici locul de unde au fost recoltate.

Exemplarele de *Scutellina* găsite de noi la nord de Vărai, sînt în general prost conservate şi nu păstrează toate caracterele pe baza cărora să le atribuim, în mod riguros, unei anumite specii.

Ţinînd seama de conturul circular sau subcircular al acestora, de dispunerea zonelor ambulacrare, de mărimea formelor (diametrul fiind cuprins între 2 şi 5 cm), denotă că există o asemănare evidentă cu *Scutellina transsylvanica*, aşa încît le-am atribuit speciei *Scutellina* aff. *transsylvanica* Barbu et Dragoş.

În privinţa valorii stratigrafice pe care o are fauna de scuteline din Bazinul Transilvaniei, se poate spune că toate speciile descrise de V. Barbu şi V. Dragoş (1957) din calcarele grosiere inferioare (*Scutellina lenticularis*, *S. transsylvanica* n. sp., *S. transsylvanica* var. *orbiculata*, *S. transsylvanica* var. *oblonga*, precum şi *Scutellina rotunda* (*Galeotti*) Forbes descrisă de A. Koch din calcarele grosiere superioare, dar găsită de V. Barbu şi V. Dragoş şi în calcarele grosiere inferioare, apar în partea superioară a luteţianului, deasupra orizontului cu *N. perforatus* şi se menţin pînă în baza ludianului (baza orizontului cu *N. fabianii*).

Cottreau et Alexat (1908), făcînd un studiu asupra faunei de scuteline din Asia Centrală, arată că aceste forme sînt caracteristice depozitelor terţiare inferioare şi medii.

Fără să exagerăm importanţa acestei faune, prezenţa scutelinelor găsite de noi în bazinul Văii Chioarului, şi în special la acest nivel stratigrafic, constituie nu atît o noutate, cît mai ales un argument în sprijinul paralelizării depozitelor corespunzătoare din această zonă cu cele care alcătuiesc orizontul calcarelor grosiere inferioare din celelalte zone ale Bazinului Transilvaniei (sud-vestul şi nord-estul bazinului, în ultimul caz V. Lăzărescu [5] întîlnind exemplare de scuteline în cadrul aceluiaşi orizont la Glod).

[5] V. Lăzărescu *Cercetări geologice între Someş şi Lăpuş la NV de Dej*, lucrare de doctorat, Arh. Inst. petrol, gaze, Bucureşti, 1965.

ARGILELE VÂRGATE SUPERIOARE

Acestea aflorează pe toate profilele efectuate în această zonă şi îmbracă un facies grezos-conglomeratic, mai puţin argilos, de culoare vişiniu-roşcată sau verzui-albăstruie, ale căror caractere litologice le apropie de echivalentul lor din zonele sud-vestice şi nord-estice ale bazinului.

SERIA CALCAROASĂ

Seria calcaroasă reprezintă ultimul termen din succesiunea stratigrafică existentă în această zonă şi aflorează doar prin partea sa inferioară. Din punct de vedere litologic este alcătuită din calcare fine, albe sau gălbui şi calcare grosiere pînă la grezo-calcare, fosilifere, slab stratificate, în baza cărora trebuie să fie cuprins şi echivalentul stratigrafic al gipsurilor superioare din restul regiunii. Asociaţia lor faunistică este completată de prezenţa în număr mare a numuliţilor de talie mică de tipul *Nummulites fabianii* Prever, care abundă în nivelele de calcare cenuşiu-albăstrui situate la aproximativ 20—25 m de baza formaţiunii.

CONCLUZII

Pe baza observaţiilor geologice efectuate în partea de sud-vest a bazinului Văii Chioarului, s-au obţinut următoarele date noi, faţă de ceea ce era cunoscut pînă acum:

— s-a identificat pentru prima dată prezenţa orizontului cu *Anomia* şi *Gryphaea észtérhazyi* pe criterii litologice şi mai ales paleontologice (fauna de *Gryphaea észtérhazyi* Pav.) care, deşi are o grosime redusă, nu exclude posibilitatea existenţei în baza sa şi a echivalentului stratigrafic al gipsurilor inferioare;

— punerea în evidenţă a nivelului conglomeratic din baza orizontului cu *Numulites perforatus* ridică problema existenţei unei uşoare transgresiuni a acestui orizont peste termenii inferiori, fenomen care a fost sesizat cu uşurinţă în partea de nord a zonei la care ne referim;

— s-a stabilit conţinutul litologic al orizontului marnelor cenuşii, în sensul că acesta stă peste lumaşelul cu *N. perforatus* şi suportă grezo-calcarele cu scuteline aparţinînd orizontului superior; prezenţa formelor de *Corbula gallica* Lam., deşi în număr redus, confirmă odată mai mult existenţa orizontului marnelor cenuşii şi în această parte a Bazinului Transilvaniei;

— s-a separat orizontul calcarelor grosiere inferioare sau al gresiei de Racoţi, atît litologic, cît şi paleontologic, pe baza faunei de scuteline.

NEUES ÜBER DIE SCHICHTUNG DES EOZÄNS IM CHIOARU-TAL (SIEBENBÜRGER BECKEN)

(ZUSAMMENFASSUNG)

Aufgrund der im südwestlichen Teil des Chioaru-Talbeckens vorgenommenen geologischen Beobachtungen erzielte man folgende neue Angaben:

— Es wurde zum ersten Male die Anwesenheit des Horizontes mit *Anomia* und *Gryphaea eszterhazyi* lithologisch und paläontologisch festgestellt (die Fauna mit *Gryphaea eszterhazyi* Pav). Obwohl von geringer Mächtigkeit könnte dessen unterer Teil vom stratigraphischen Standpunkt den unteren Gipsschichten gleichkommen.

— Im unteren Teil des Horizontes mit *Nummulites perforatus* könnte das Vorkommen der Konglomerate eine gewisse Transgression anzeigen, die im nördlichen Teil der Gegend sichtlich ist.

— Der Graumergelhorizont wurde lithologisch beschrieben. In dessen Hangenden befinden sich die Schichten mit *N. perforatus* und im Liegenden die Kalksandsteine mit *Scutelinen* des oberen Horizontes. Einige Exemplare von *Corbula gallica* Lam. bestätigen die Anwesenheit des Graumergelhorizontes in diesem Teil des Transsilvanischen Beckens.

— Anhand der *Scutelinen*-Fauna wurde der untere Grobkalkhorizont kartographisch dargestellt.

BIBLIOGRAFIE

BARBU V. şi DRAGOŞ V. (1957), *Noi forme de Scutellina din eocenul din nord-vestul Transilvaniei*, Bul. şt. Secţ. geol. — geogr. **II**, *3—4*.

COTTEAU G. (1880), *Note sur les Echinides des terrains tertiaires de la Belgique*, Bul. Soc. Géol. de France, IIIe Sér., **9**.

COTTREAU et ALEXAT (1908), *Sur une Scutelline nouvelle de l'Asie Centrale*, Bul. Soc. Géol. de France, IVe, Sér., **VIII**.

DUMITRESCU I. (1957), *Asupra faciesurilor şi orizontării cretacicului superior şi paleongenului din Bazinul Lăpuşului (nordul Depresiunii Transilvaniei)*, Lucr. Inst. petrol-gaze, *3*.

HAUER FR. u. STACHE G. (1863), *Geologie Siebenbürgens*, Viena.

HOFMANN K. (1879), *Bericht über die im östlichen Theile des Szilagyer Comitates während der Sommercampagne 1878 vollführten geologischen Spezialaufnahmen*, Föld. közl., Budapesta, **IX**, *5—6*.

IONIŢĂ S. (1964), *Mezozoicul şi Paleogenul din regiunea Vărai—Curtuiuş—Gaura (V. Chioarului)*, D.S. Inst. geol. **L.** (1962—1963), *1*.

JOJA T. (1956), *Observaţii de ordin stratigrafic în regiunea din jurul oraşului Jibou*, An. Com. geol., **XXIX**.

KOCH A. (1894), *Die Tertiärbildungen des Beckens der Siebenbürgischen Landesteile. I. Palaeogene Abteilung* (1894). *II. Neogene Abteilung* (1900), Budapesta.

MÉSZÁROŞ N. (1957), *Fauna de moluşte a depozitelor paleogene din nord-vestul Transilvaniei*, Edit. Acad. R.P.R. Bucureşti.

RĂILEANU GR. şi SAULEA EMILIA (1956), *Paleogenul din regiunea Cluj şi Jibou (nord-vestul Transilvaniei)* An. Com. geol., **XXIX**.

* * * (1966), *Harta geologică a Republicii Socialiste România, scara 1:100 000, foaia Şomcuta.*

* * * (1966), *Harta geologică a Republicii Socialiste România, scara 1:100 000, foaia Tg.-Lăpuş.*

Intreprinderea geologică de prospecţiuni a Comitetului de Stat al Geologiei

Primit în redacţie la 27 aprilie 1967

ASOCIAȚIA SPORO-POLINICĂ A CARBONIFERULUI SUPERIOR DIN SINCLINALUL DRAGOSELA – ZONA SIRINIA (BANAT)

DE

ADINA VISARION

55(05)

În anul 1965 au fost analizate palinologic o serie de probe colectate din depozitele carbonifere, care aflorează în sinclinalul Dragosela, situat în partea de vest a regiunii Svinița—Svinecea Mare zona Sirinia.

Determinările palinologice efectuate au pus în evidență un conținut microfloristic suficient de bogat, pentru a ne permite să aducem unele precizări în stabilirea vîrstei formațiunii cercetate.

Din punct de vedere geologic, depozitele carbonifere aparțin sedimentarului zonei Sirinia, dispus transgresiv și discordant peste fundamentul cristalin, în sectorul Dragosela constituind flancurile unui sinclinal cu depozite permiene în zona axială (fig. 1).

Cercetările anterioare au stabilit prezența unor resturi de plante fosile întîlnite în șisturile intercalate în cărbunele deschis de vechi galerii de explorare, pe valea Dragosela.

În 1913, Fr. Schafarzik citează de aici, resturi de *Calamites* sp.,*Sigillaria* sp., *Lepidodendron* sp. Cercetări mai recente asupra acestei regiuni se datoresc lui Gr. Răileanu (1953), A. Semaka (1962) și C. Boldor cu colab.[1], care aduc o serie de date importante de ordin stratigrafic și tectonic.

Gr. Răileanu (1953) menționează din Dragosela un rest de *Calamites* cf. *suckowi* Brongiart.

A. Semaka (1962) identifică în 1957 resturi de *Calamites undulatus* Sternberg, *Stigmaria* sp., *Pecopteris arborescens* Schlotheim, *Cordaites aequalis* și presupune vîrsta carbonifer superioară *s.l.*(west-

[1] C. BOLDOR, I. STĂNOIU și A. STILLA, *Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru cărbuni în reg. Svinița — Svinecea Nou*, Arh. Com. geol., 1964.

falian B—stephanian) a acestor depozite, considerînd ca dificilă o încadrare riguroasă pe baza florei citate.

Studiul petrografic efectuat recent de S. Ilie şi C. Biţoianu 1966 asupra huilei din sinclinalul Dragosela pledează şi pentru

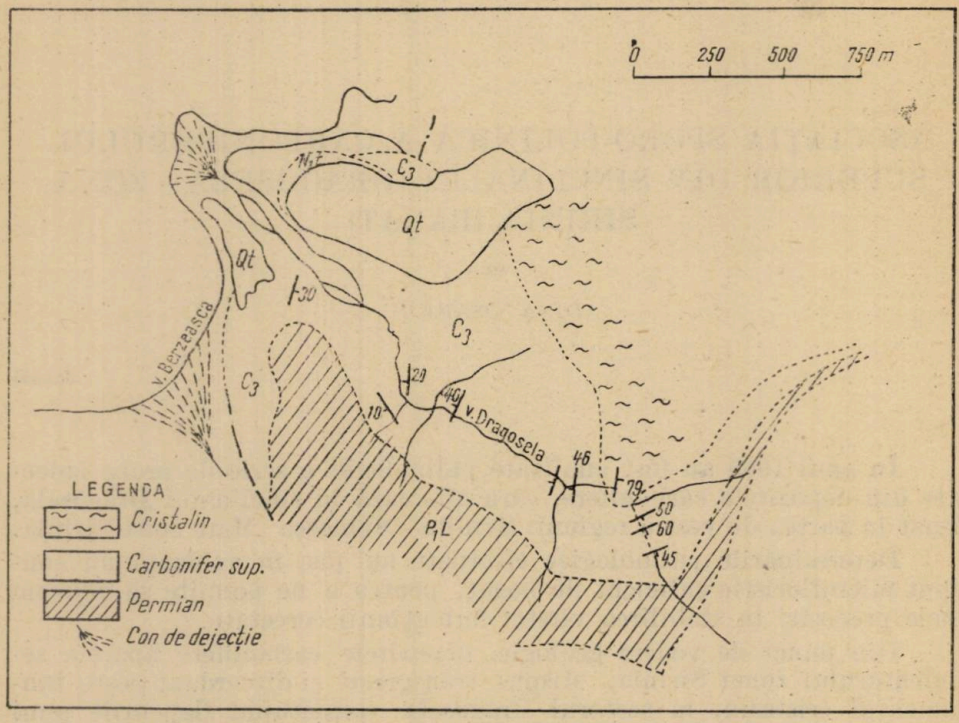


Fig. 1. — Schiţa geologică a sinclinalului Dragosela — zona Sirinia (după C. Boldur, I. Stănoiu şi A. Stilă, 1964). C_3, Carbonifer superior; P_1 L_1 permian; N_1t, tortonian; Qt, cuatunar.

prezenţa westfalianului (B şi C) datorită identificării unor specii de scleroţi, de acelaşi tip cu cei menţionaţi în bazinul Ruhr.

În profilul valea Dragosela din care a fost recoltat materialul palinologic, depozitele carbonifere sînt reprezentate printr-un complex de conglomerate dispuse direct pe cristalin, peste care urmează o succesiune de gresii cuarţitice arcoziene, microconglomerate, şisturi argiloase cenuşii-negricioase cu urme de plante şi intercalaţii cărbunoase.

Un număr de 20 probe colectate din şisturile argiloase cenuşii şi din galeria III Dragosela au prezentat următorul conţinut sporo-polenic:

Sporonites unionus Horst
Reticulatasporites sp.
Zonalasporites laevigatus Alpern
Leiotriletes sp.
L. gulaferus Pot. Kr.

L. adnatoides Pot. Kr.
Variouxisporites plicatus Alpern
Calamospora sp.
Calamospora breviradiata Kos
Punctatisporites sp.
Granulatisporites granulatus Ibr.
Cyclogranisporites sp.
Dictyotriletes sp.
Reticulatisporites alveolatus Knox
Triquitrites sp.
T. pulvinatus Kos
Ahrensisporites sp.
Lycospora sp.
Laevigatosporites sp.
L. perminutus Alpern
L. densus Alpern
L. medius Kos.
L. vulgaris Ibr.
L. minimus Wilson-Coe
Punctatosporites sp.
Crassosporites punctatus Alpern
Speciososporites laevigatus Alpern
Endosporites ornatus Wilson-Coe
Latensina triletus Alpern
Alisporites sp.

Asociația microfloristică identificată se încadrează în carboniferul superior (westfalian-stephanian), după cum rezultă din repartiția stratigrafică a sporilor paleozoici aparținînd lui R. Potonié — G. Kremp completată după B. Alpern (1959) a cărei schemă se redă în tabelul de mai jos.

Din analiza distribuției pe verticală a sporilor determinați în sinclinalul Dragosela, se remarcă că o parte din aceștia sînt caracteristici westfalianului superior și stephanianului, restul speciilor prezentînd o largă răspîndire în scară stratigrafică, fiind citați în literatură din carboniferul inferior inclusiv pînă în permian. Conținutul polinologic al carbonului superior din valea Dragosela prezintă asemănări cu conținutul sporo-polinic citat de V. Iliescu[2] în carboniferul de la Secul — Doman, rezultînd astfel posibilitățile de corelare pe criterii microfloristice a acestor zone.

În concluzie, asociația sporo-polenică întîlnită în depozitele carbonifere din sinclinalul Dragosela atestă vîrsta stephaniană a acestora, aducînd totodată argumente microfloristice și în favoarea prezenței westfalianului.

[2] V. ILIESCU, *Studiul palinologic al depozitelor paleozoice de la Secul — Doman și al depozitelor cristaline din Poiana Ruscă*, arh. Com. geol., 1965.

Tabelul nr. 1

Răspîndirea stratigrafică a sporo-polenului din sinclinalul Dragosela–zona Sirinia
(conform cu schema R. Potonié — G. Kremp, completată după B. Alpern, 1959)

Denumirea speciilor	Carbonifer inferior	Carbonifer superior			Permian
	dinantian	namurian	westfalian A B C D.	stephanian A B C.	rotligendes
Sporonites unionus	+	+	+	+	
Reticulatasporites sp.		+	+ + + +		
Zonalasporites laevigatus			+ +	+ +	
Leiotriletes sp.	+	+	+ + + +	+ +	+
L. gulaferus	+	+	+ +	+ +	
L. adnatoides			+ + +	+ +	
Variouxisporites plicatus			+	+ +	
Calamospora sp.	+	+	+ +	+	+
Calamospora breviradiata			+ +	+ +	
Punctatisporites sp.	+	+	+ + + +	+ +	+
Granulatisporites granulatus	+	+	+ + + +	+ + +	
Cyclogranisporites sp.		+	+ + +	+ + +	+
Dictyotriletes sp.		+	+ + +	+ +	
Reticulatisporites alveolatus	+	+	+ +	+ +	
Triquitrites sp.	+	+	+ + + +	+	+
T. pulvinatus			+ +	+ +	
Ahrensisporites sp.			+ + +		
Lycospora sp.	+	+	+ +	+ +	+
Laevigatosporites sp.	+	+	+ + + +	+ + +	+
L. perminutus			+		
L. minimus			+ + +	+	
L. densus			+	+	
L. medius			+	+ +	
L. vulgaris		+	+	+	
Punctatosporites sp.			+ + +	+ + +	+
Crassosporites punctatus				+ +	
Speciososporites laevigatus				+ +	
Endosporites ornatus	+	+	+ + + +	+ + +	+
Latensina triletus				+ +	+
Alisporites sp.				+ + +	+

L'ASSOCIATION SPORO-POLLÉNIQUE DU CARBONIFÈRE SUPÉRIEUR DU SYNCLINAL DE DRAGOSELA — ZONE DE SIRINIA

RÉSUMÉ

Dans les dépôts carbonifères du synclinal de Dragosela (Banat) on a identifié une association sporo-pollénique qui atteste une âge stéphanienne et westfalienne de ces dépôts.

PLANȘA I

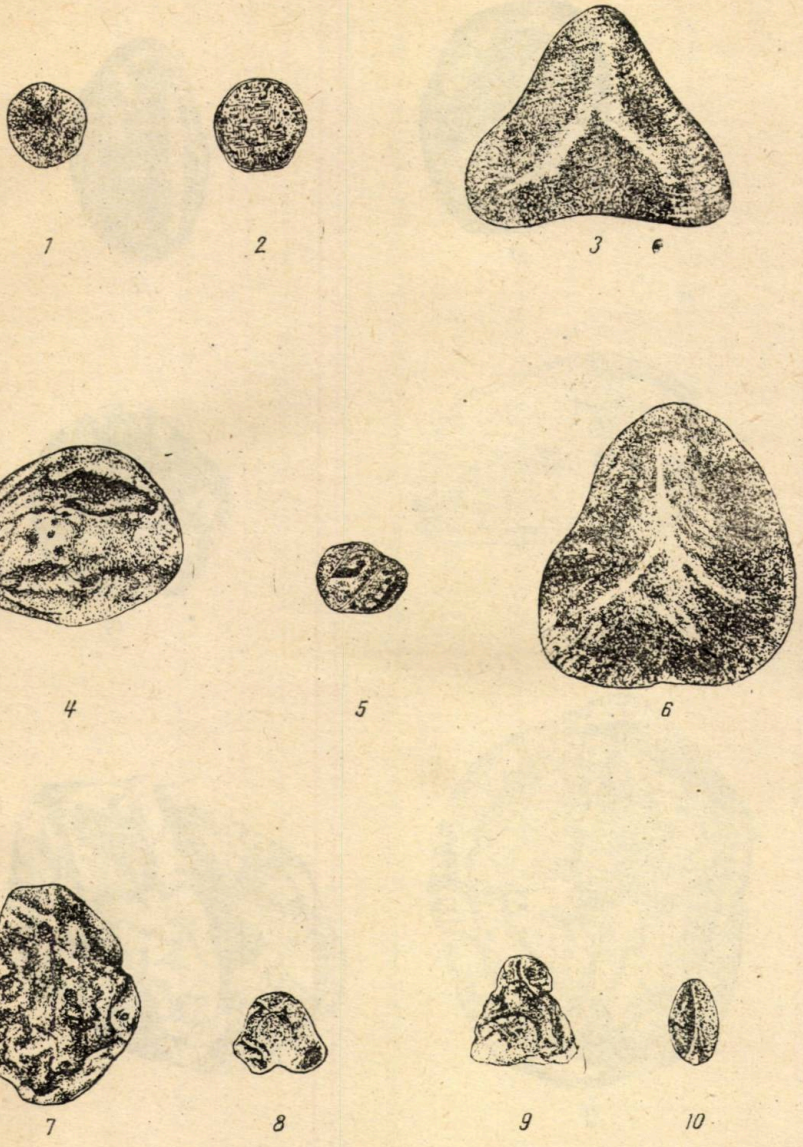


Fig. 1. — *Sporonites unionus* Horst ×500. Fig. 2. — *Zonalasporites laevigatus* Alpern. ×500. Fig. 3. — *Leiotriletes* sp. ×1 000. Fig. 4 și 5. *Calamospora* sp. ×500—×1 000. Fig. 6. — *Granulatisporites granulatus* Ibr. × 1 000. Fig. 7. — *Reticulatisporites alveolatus* Knox ×1 000. Fig. 8. — *Triquitrites* sp. ×500. Fig. 9. — *Ahrensisporites* sp. ×500. Fig. 10. — *Crassisporites punctatus* Alpern. × 500.

Fig. 11—13. — *Laevigatosporites* sp. × 1 000. Fig. 14. — *Speciosporites laevigatus* Alpern. × 1 000. Fig. 15. — *Latensina triletus* Alpern. × 1 000. Fig. 16. — *Alisporites* sp. × 1 000.

BIBLIOGRAFIE

ALPERN B. (1959), *Contribution à l'étude palinologique et pétrographique des charbons français*, Thèse 4290.

BALTEŞ N. şi BEJU D. (1963), *Contribuţii palinologice la cunoaşterea stratigrafiei depozitelor forate în Platforma Moesică*, Asoc. geol. carp.-balc., Congresul al V-lea, Bucureşti 1961, **III**, *1*.

BIŢOIANU CORNELIA şi ILIE SMĂRĂNDIŢA (1968), *Asupra prezenţei Scherotnitului în huila carboniferă de pe valea Dragosella*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **13**,*1*.

KREMP G., POTONIÉ R. (1955), *Die Sporae dispersae des Ruhrcarbons*, Paleont., B., **98**.

MILEWICZ J., GORECKA T. (1965), *Carbon w depresji palnoenosudeckiej kvartelne geol*, **9**.

RĂILEANU GR. (1953), *Cercetări geologice în regiunea Sviniţa—Faţa Mare*, Bul. şt. R.P.R., **5**, *2*.

SCHAFARZIK FR. (1913), *Über die Reambulation in der Umgebung von Berzeasca und im Almaşbecken im Sommer* 1911, Jahresb. d.k. ung. geol. R.A., Budapesta.

SEMAKA A. (1962), *Observaţii asupra florelor paleomezozoice din Danubianul Banatului*, D.s. Com. geol., **XLVIII** (1959—1960).

Întreprinderea geologică de prospecţiuni a Comitetului de Stat al Geologiei Bucureşti

Primit în redacţie la 3 aprilie 1967

CONTRIBUȚII LA STUDIUL FAUNISTIC AL JURASICULUI SUPERIOR DE LA CĂPÎLNAȘ – CĂPRIOARA

DE

A. DUȘA

55(05)

Localizare și geologia regiunii. Regiunea care constituie obiectul cercetărilor noastre este dependentă de bordura nordică a Munților Poiana Ruscă, întinzîndu-se în lungul malului stîng al Mureșului, între localitățile Căpîlnaș și Căprioara.

Din punct de vedere geologic, suprafața cuprinsă între cele două localități se remarcă prin dezvoltarea mare a unor calcare alb-gălbui sau roz, stratificate în bancuri cu grosimi de la 0,5 la 2 m, ce au fost atribuite jurasicului superior (D. Iacob, 1944; V.C. Papiu, 1954; A. Duș a, 1966). Ele constituie un masiv puternic, a cărui continuare se regăsește și mai spre est, pînă în vecinătatea comunei Pojoga. Aici, după ce traversează valea Mureșului, calcarele se racordează cu formațiuni similare, dependente de extremitatea vestică a Munților Metaliferi.

În cuprinsul sectorului cercetat (fig. 1), calcarele sînt dispuse peste un fundament constituit din diabaze fiind prinse într-un sinclinal al cărui ax, orientat NE-SV, este aproximativ paralel cu Mureșul. În flancul nordic al sinclinalului, care este mai înclinat, diabazele sînt în cea mai mare parte mascate de aluviunile Mureșului. Limita se conturează însă în topografia actuală, prin peretele abrupt, ruiniform, constituit din calcare, cu o denivelare bruscă față de șesul aluvionar. Pe porțiunea situată imediat la est de comuna Valea Mare, în Dealul Hotarele, diabazele iau contact cu granitele, din Dealul Măgura, a căror continuare se regăsește și la nord de Mureș, în sectorul Săvîrșin. În flancul sudic al sinclinalului, limita dintre calcare și diabaze este mai bine descoperită, cu excepția unei porțiuni reduse, situate la est de valea Căpriorișca. Aici calcarele jurasice intră în contact anormal, pe o linie de falie, cu depozite cretacic inferioare, constituite din gresii cenușii-gălbui, dispuse în plăci. Tabloul geologic general este completat prin prezența

St. și cerc. de geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 14, nr. 1, p. 269—277, București, 1969

unor pietrișuri și nisipuri atribuite pliocenului. Acestea sînt mai bine dezvoltate la nord și est de comuna Căpîlnaș, unde maschează formațiunile mai vechi. În restul sectorului cercetat se întîlnesc numai petice de pietrișuri păstrate pe interfluviile principale.

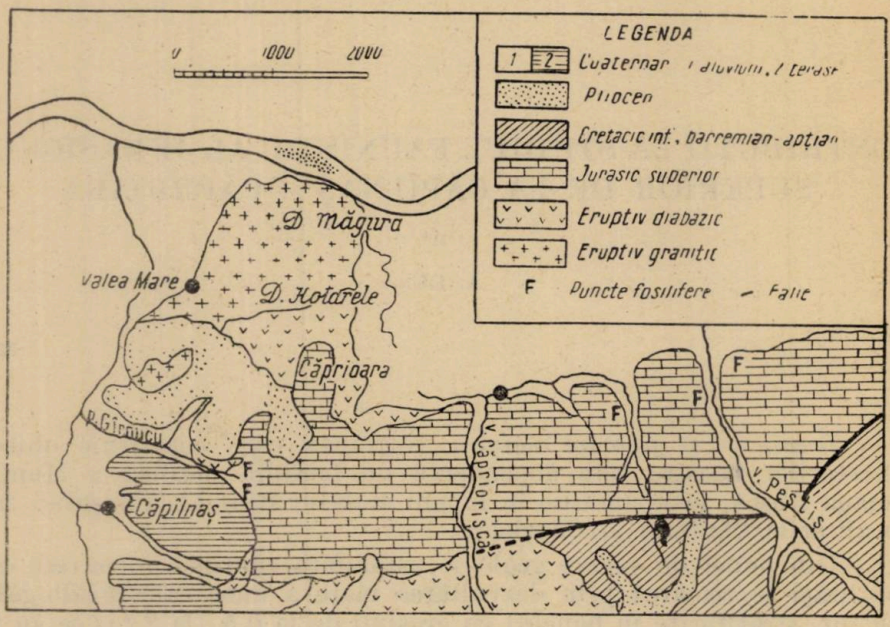


Fig. 1. — Harta geologică a regiunii Căpîlnaș — Căprioara.

Istoricul cercetărilor. Cu toate că regiunea a constituit obiectul a numeroase studii (E. Jekelius, 1921; D. Iacob, 1944; V. C. Papiu, 1954; V. C. Papiu și colab., 1954; A. Dușa, 1966), datele privind fauna destul de bogată existentă în calcarele jurasice se referă numai la observații generale. În listele de faună date, de către autorii anteriori sînt menționate numai cîteva specii de corali și nerinei, care nu au fost figurate. Ceva mai tîrziu, V. C. Papiu (1954) remarcă prezența în calcare a radiolarilor din grupa spumelaride, a resturilor de nerinei, lamelibranhiate, corali, ca și frecvența pedunculilor de crinoizi, fără să recurgă la determinarea acestor resturi. Materialul paleontologic pe care l-am colectat cu ocazia cercetărilor întreprinse în regiune între anii 1964 și 1966 ne-a permis să determinăm o faună interesantă, pe care ne propunem să o prezentăm în această lucrare.

Localizarea aflorimentelor fosilifere și descrierea formelor.

Cea mai mare parte a materialului pe care am reușit să-l colectăm provine din cariera de calcar situată pe versantul drept al văii Căpriorișca (fig. 1). Bancurile superioare de calcar conțin frecvent cochilii de gasteropode, care prin alterarea rocii au fost detașate, iar ulterior s-au concentrat, pe alocuri, în pătura de sol lateritic. În acest caz, conformația cochiliei apare destul de evidentă, permițînd chiar recunoașterea

unor detalii de ornamentaţie. Deşi majoritatea formelor prezintă un grad avansat de calcifiere, prin secţionarea cochiliei s-a putut pune în evidenţă structura internă, ca un criteriu important în determinare.

Restul materialului a fost colectat din cîteva puncte situate la obîrşia pîrîului Gîrnicu, din vecinătatea comunei Căpîlnaş, sau din valea Peştiş, de la vest de comuna Căprioara (fig. 1). În raport cu punctul fosilifer din valea Căpriorişca, acestea se situează aproape de baza masivului calcaros. Pe ambele văi apar numeroase excavaţii, de unde calcarele sînt extrase de localnici ca material de construcţie. În aceste excavaţii , resturile fosile constînd mai ales din corali, fragmente şi spini de echinide, şi mai rar gasteropode, proeminează pe suprafeţele spălate ale rocii, putînd fi desprinse relativ uşor.

Materialul recoltat din cuprinsul punctelor menţionate, pentru care prezentăm şi o scurtă descriere, se repartizează următoarelor genuri sau specii:

Clasa ECHINOIDEA

Genul Diplocidaris

Diplocidaris gigantea Desor. (Agassiz)

(pl. I, fig. 1)

1885 *Diplocidaris gigantea* P. Loriol (1885), p. 6, pl. 2, fig. 9.

Dispunem numai de o radiolă cu baza ruptă, ce concordă cu descrierea autorului. Suprafaţa radiolei este granulată, iar spre vîrf granulele se aliniază în serii drepte, terminîndu-se prin coaste mici, dinţate.

Răspîndire: exemplarul figurat de autor, care ne-a servit pentru comparaţie, provine din jurasicul superior al Alpilor Elveţiei (Liesberg). În România, specia este citată în Dobrogea, în kimmeridgianul de la Hîrşova. Exemplarul nostru provine de la obîrşia pîrîului Gîrnicu.

Gen şi specie nouă pentru fauna regiunii.

Genul Cidaris

Cidaris sp.

(pl. I fig. 2)

Starea fragmentară a eşantionului nostru nu permite determinarea completă. După îngustimea şi forma sinuoasă a zonei ambulacrare, ca şi după alura tuberculilor, aparţine genului menţionat, fără să putem preciza specia.

Răspîndire: gen larg răspîndit începînd din triasicul superior, pînă astăzi. Este foarte frecvent în faciesurile recifale ale jurasicului superior atît în Europa, cît și în țara noastră. Exemplarul nostru provine din valea Peștiș.

Gen nou pentru fauna regiunii.

Clasa GASTROPODA

Familia TUBIFERIDAE Cossmann 1895

Genul Sequania Cossmann 1893

Sequania cf. lorioli Cossmann 1896

(pl. I fig. 3, 3 *a*).

1898 *Sequania lorioli* Cossmann (1898), p. 7, pl. 1, fig. 2, 5.

Am găsit numai un exemplar fragmentat, din care se păstrează ultimele două tururi, împreună cu deschiderea orală. Ca aspect, dimensiuni și caracterul ornamentației concordă cu diagnoza și figurarea dată de autor. Starea incompletă ne determină să păstrăm unele rezerve asupra speciei.

Răspîndire: exemplarul ce ne-a servit pentru comparație provine din lusitanianul superior (sequanian) de la Tonnerre. De la Căprioara, E. Jekelius descrie specia de *Sequania moreana* Buv., foarte apropiată speciei găsite de noi. Exemplarul nostru provine de pe valea Peștiș, reprezentînd o specie nouă pentru fauna țării.

Familia ITIERIDAE Cossmann 1895

Genul Itieria Matheron 1842

Itieria multicoronata Zittel 1873

(pl. I, fig. 4, 4*a*)

1873 *Itieria multicoronata* Zittel (1873), p. 346, pl. 40, fig. 29,30.

Am colectat numeroase exemplare care concordă pînă la detalii cu descrierea și figurarea dată de autor, cu singura diferență că exemplarele noastre au ornamentația mai ștearsă. După autor, prin asemănarea pregnantă cu *I. austriaca*, poate fi considerată ca o varietate a acestei specii, de care se deosebește prin talia mai zveltă și prin nodurile care se mențin și pe ultimul tur.

Răspîndire: Cehoslovacia, portlandianul de la Stramberg. În țara noastră este menționată de Fr. Herbich (1886), în „clipele tito-

nice" de la Piatra Cetii, ca *Itieria austriaca*. În cuprinsul regiunii am colectat exemplare foarte numeroase în cariera din valea Căpriorișca.

Specie nouă pentru fauna regiunii.

Familia **NERINEIDAE** Zittel 1873

Genul **Ptygmatis** Sharpe 1849

Ptygmatis cf. pseudobruntrutana (Gemmellaro) 1869

(pl. I fig. 5, 5*a*)

1873 *Ptygmatis pseudobruntrutana* Zittel (1873), p. 351, pl. 41 fig. 24.
1886 *Ptygmatis pseudobruntrutana* Herbich (1886), p. 40, pl. 5, fig. 6.
1898 *Ptygmatis pseudobruntrutana* Cossmann (1898), p. 75 pl. 6, fig. 22.

Dispunem numai de un exemplar incomplet, reprezentînd un fragment din ultimele tururi, cu peretele exterior al cochiliei complet îndepărtat. Secționarea cochiliei ne-a permis să punem în evidență structura internă, foarte asemănătoare celei figurate de autorii citați. Starea fragmentară ca și lipsa detaliilor externe impune relativitatea determinării specifice.

Răspîndire: Franța (Tonnere, Herault), lusitanian superior, kimmeridgian, portlandian; Elveția (Wimis), portlandian; Sicilia (Palermo), portlandian. În România specia este citată din „klippele titonice" de la Piatra Cetti. Exemplarul nostru provine din cariera de pe valea Căpriorișca.

Gen și specie nouă pentru fauna regiunii.

Ptygmatis nodosa (Woltz) 1836

(pl. I, fig. 6, 7).

1898 *Ptygmatis nodosa* Cossmann (1898), p. 69, pl. 6, fig. 6—8.

Numeroasele exemplare pe care le-am colectat, dintre care unele au dat secțiuni foarte reușite, permit determinarea exactă a speciei. Ele concordă pînă la detalii cu diagnoza, asemănîndu-se în special cu formele figurate de M. Cossmann (1898).

Răspîndire: Franța (Meuse, Yonne), rauracian; Elveția (Wimis), portlandian; R. F. a Germaniei de sud, portlandian; Cehoslovacia (Stramberg), portlandian. În România specia este citată la Piatra Cetii și la Băile Herculane. Exemplarele noastre provin din cariera de pe valea Căpriorișca.

Specie citată în fauna regiunii (E. Jekelius, 1921).

Genul **Nerinea** Defrance 1825

Nerinea hoheneggeri Peters 1885.

(pl. II, fig. 1, 1*a*)

1855 *Nerinea hoheneggeri* Peters (1885), p. 24, pl. 3, fig. 1, 2.
1898 *Nerinea hoheneggeri* Cossmann (1898), p. 53, pl. 13, fig. 16.

Am colectat cîteva exemplare, dintre care unele au dat secțiuni reușite. Detaliile de ornamentație, în general șterse, nu permit identificarea speciei pe această bază. În schimb alura secțiunii este întru totul asemănătoare cu cea figurată.

Răspîndire: Franța (Herault, Valfin), kimmeridgian, portlandian; Cehoslovacia (Stramberg), portlandian. În România specia este citată în „klippele titonice" de la Piatra Cetii și în titonicul din Hășmaș — Ciuc. Exemplarele noastre provin din cariera de pe valea Căpriorișca.

Specie nouă pentru fauna regiunii.

Nerinea silesiaca (Zittel) 1873

(pl. II fig. 2, 2*a*)

1873 *Nerinea silesiaca* Zittel (1873), p. 370, pl. 42, fig. 11.

Avem numai un exemplar incomplet, reprezentînd un fragment din ultimele tururi, pe care se observă parțial ornamentația. Nodurile spirale din baza tururilor, ca și coastele spirale din porțiunea mediană a turului sînt asemănătoare cu acelea ale formei figurate de autor. Alura secțiunii concordă în detalii cu cea figurată.

Răspîndire: exemplarul ce ne-a servit pentru comparație provine de la Koniakau, din apropiere de Stramberg. În România, specia este citată în calcarele de Stramberg de la Băile Herculane. Exemplarul nostru provine din cariera de pe valea Căpriorișca.

Specie nouă pentru fauna regiunii.

Nerinea thiollierei Dumortier et Fontannes 1876.

(pl. II fig. 3, 3*a*)

1898 *Nerinea thiollierei* Cossmann (1898), p. 44 , pl. 5, fig. 46.

Am colectat mai multe exemplare cu detaliile de ornamentație în general șterse, amintind însă pe cele ce corespund diagnozei speciei. Alura generală a cochiliei este identică cu cea figurată. Figura dată de autor nu cuprinde și o secțiune, cu care să putem compara secțiunile noastre, pentru care păstrăm unele rezerve asupra speciei.

Răspîndire: Franţa (Nantuy, Plagne, Charente); portlandian inferior. Exemplarele noastre provin din cariera de pe valea Căpriorişca.

Specie nouă pentru fauna ţării.

Nerinea cf. transylvanica Herbich 1886

(pl. II fig. 4)

1886 *Nerinea transylvanica* Herbich (1886), p. 10, pl. 7, fig. 1, 2.

Avem numai un eşantion, reprezentînd un exemplar înglobat în rocă, astfel că detaliile de ornamentaţie nu pot fi observate. În schimb am obţinut o secţiune relativ reuşită. Ca formă, dimensiuni şi după alura secţiunii, exemplarul găsit se aseamănă cu cel descris de autor.

Răspîndire: specie descrisă pentru prima dată de Fr. Herbich (1886) din „klippele titonice" de la Piatra Cetii. Exemplarul găsit de noi provine din cariera de la gura văii Peştiş.

Specie nouă pentru fauna regiunii.

Clasa CEPHALOPODA

Subclasa AMMONOIDEA

Genul Perisphinctes

Perisphinctes sp.

(pl. II fig. 5)

Am găsit numai un singur exemplar reprezentînd un fragment de tur, pe suprafaţa căruia se observă cîteva coaste relativ bine păstrate. Prin coastele regulat bifurcate, începînd de la jumătatea turului, care se continuă şi pe marginea externă, ca şi prin lărgimea ombilicului concordă cu diagnoza genului. Starea fragmentară nu ne permite determinarea specifică.

Răspîndire: genul este răspîndit în jurasicul mediu şi superior, cu o abundenţă mare în special în partea superioară a portlandianului inferior. Este citat în numeroase regiuni din Europa şi ţara noastră, în depozitele jurasicului superior. Exemplarul nostru provine din cariera de pe valea Căpriorişca.

Gen nou pentru fauna regiunii.

CONCLUZII

Fauna prezentată, proprie calcarelor jurasice din cuprinsul regiunii, cuprinde opt specii de gasteropode repartizate la patru genuri şi două specii de echinide aparţinînd la două genuri. Pe lîngă acestea,

semnalăm pentru prima dată prezența în fauna calcarelor a amoniților reprezentați prin genul *Perisphinctes*, din care dispunem numai de u material fragmentar, ce nu poate fi determinat specific.

Cu excepția unei singure specii, *Ptygmatis nodosa*, toate celelalt sînt noi pentru fauna regiunii. Două din speciile găsite, *Sequania loriol* și *Nerinea thiollierei*, le menționăm pentru prima dată în fauna țării

Cu toate că formele găsite nu au o semnificație stratigrafică mare ele ne permit să facem unele considerații de ordin general asupra vîrste formațiunilor. Din urmărirea răspîndirii, comparativ cu fauna uno regiuni clasice din Europa, rezultă că genuri și specii similare celor găsit de noi se întîlnesc în jurasicul superior (lusitanian, kimmeridgian, port landian), în facies puțin adînc, recifal, de pe teritoriul Cehoslovaciei R. F. a Germaniei, Franței și Elveției. În țara noastră, genuri și speci similare celor găsite în regiune sînt menționate în special în Munți Apuseni (Piatra Cetii), apoi în Dobrogea, în Carpații Orientali și în Carpații Meridionali (Banat), în depozite aparținînd faciesului recifa al jurasicului superior.

Aceste considerente constituie încă un argument în sprijinul vîrste jurasic superior a calcarelor din cuprinsul regiunii, implicit în stabilirea condițiilor de mică adîncime în care s-au depus. În sprijinul aceste vîrste pledează și prezența genului *Perisphinctes*, ai cărui reprezentanț sînt frecvenți în special în partea superioară a portlandianului inferior

CONTRIBUTION À L'ÉTUDE FAUNISTIQUE DU JURASSIQUE SUPÉRIEUR DE CĂPÎLNA-CĂPRIOARA

RÉSUMÉ

Après une bréve description géologique de la région et des zones fossilifères, on présente la faune des calcaires jurassiques supérieurs, en décrivant et figurant 2 espèces d'échinides, 8 espèces de gastropodes et une ammonite. A l'exception d'une espèce, toutes les formes sont nouvelles pour la faune de la région et deux sont mentionnées pour la première fois dans la faune de notre pays.

Les parallélisations faites permettent de mieux argumenter l'âge géologique et d'établir l'appartenance de ces calcaires aux faciès récifaux, peu profonds, du Jurassique supérieur d'Europe et de notre pays.

BIBLIOGRAFIE

Cossmann M. (1898), *Contribution à la Paléontologie française des terrains jurassiques. Nerinees*, Mém. de la Soc. Géol. de France, Pal. *19*.

Dușa A. (1966), *Cercetări tectonice asupra regiunii Valea Mare—Căprioara—Pojoga—Coșteiu de Sus-Bulza, pe valea Mureșului*, Studia Univ. Babeș-Bolyai, Seria geologia-geografia, 1.

Herbich F. (1886), *Palaeontologische Studien über die Kalkklippen des Siebenbürgischen Erzgebirges*, Mitt. a.d. Jahresb. d.k. ung. geol. R.A., Budapesta, **8** 1—55.

Iacob D. (1944), *Cercetări geologice în regiunea cuprinsă între Pojoga, Bulza și Valea Mare*, Rev. Muz. geol. mineral., Univ. Cluj. **VIII**, *1*.

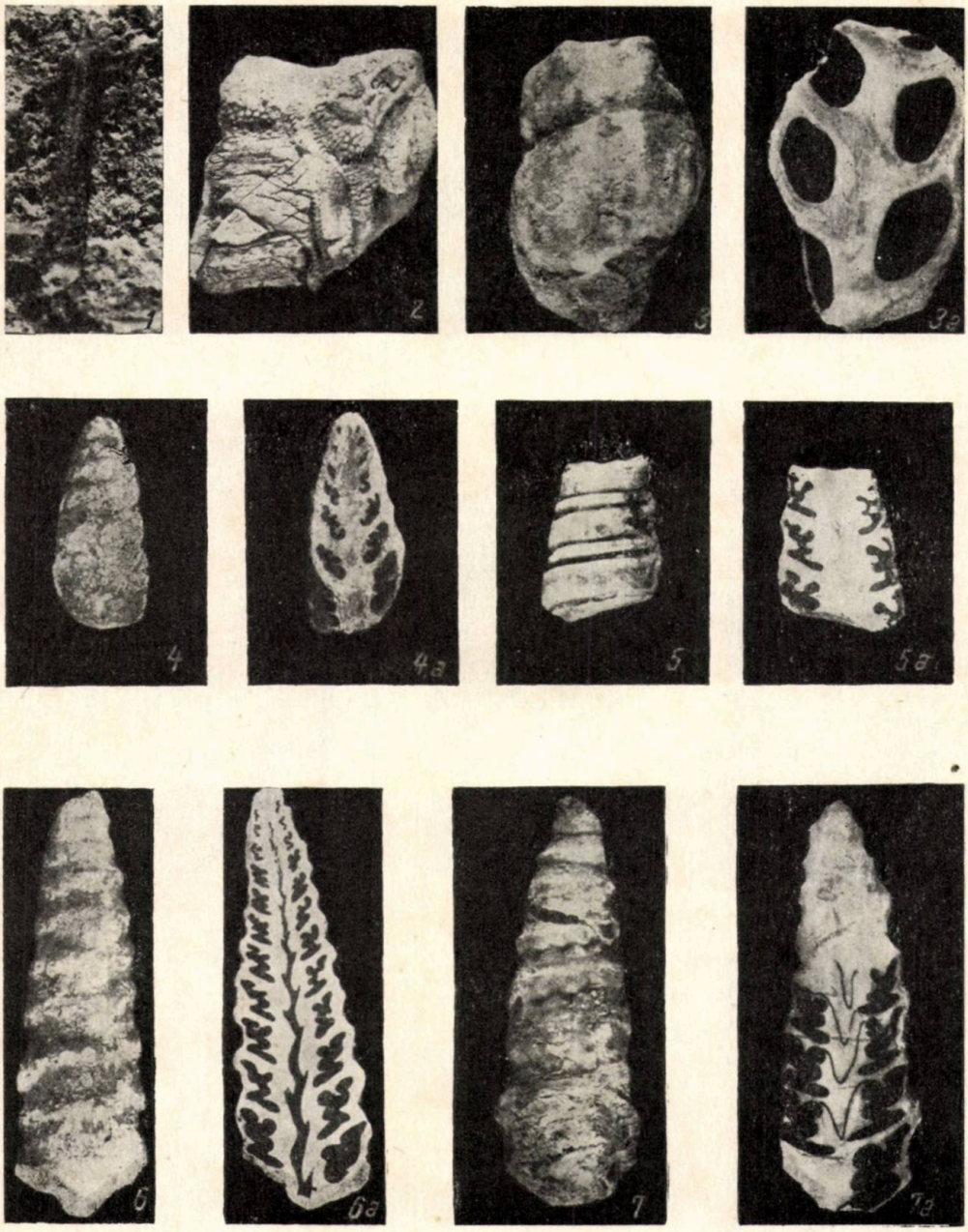


Fig. 1. — *Diplocidaris giganthea* Desor. × 2. Fig. 2. — *Cidaris sp.* (fragment de test). × 2. Fig. 3, 3a. — *Sequania* cf. *lorioli* Cossmann. × 1. Fig. 4, 4a. — *Itieria multicoronata* Zittel. × 1,5. Fig. 5, 5a. — *Ptygmatis cf. pseudo-bruntrutana* (Gemmel.) × 1,5. Fig. 6, 6a, 7,7a. — *Ptygmatis nodosa* (Voltz). × 1.

Fig. 1, 1a. — *Nerinea hoheneggeri* Peters. × 1,5.
Fig. 2, 2a. — *Nerinea silesiaca* (Zittel). × 1.
Fig. 3, 3a. — *Nerinea thiollierei* Dum. et Font. × 1.
Fig. 4. — *Nerinea* cf. *transylvanica* Herbich. × 1
Fig. 5. — *Perisphinctes* sp. (fragment de tur). × 1

JEKELIUS E. (1921), *Bemerkungen über einige Fossilien as dem Tithonkalk Westsiebenbürgens*, Bull. de la Sect. scient. de l'Acad. Roumaine, **VII** (1920—1921).

LORIOL P. (1885), *Premier supplément à l'échinologie helvétigue*, Mém. de la Soc. paléont. Suisse. Genève, **XII**, 2.

PAPIU V. C. (1954), *Notă preliminară asupra regiunii Valea Mare — Căprioara — Bulza — Pojoga*, D.S. Com. geol.

PAPIU V. C., SAVU H., ROMANESCU D. şi PÎRVU O. (1962), *Asupra corelaţiei dintre alcătuirea geologică şi anomaliile magnetice din zona axială a Masivului Drocea*, D.S. Com. geol.

PETERS K. (1885), *Die Nerineen des oberen Jura in Österreich*, Sitzb.d.k. Akad. d. Wiss. Mathem. Naturw. Kl., Viena, **16**.

ZITTEL K. A. (1873), *Paleontologische Studien über die Grenzschichten der Jura-und Kreide Formation im Gebiete der Karpathen, Alpen und Apennineu. Dritte Abt. Die Gastropoden der Stramberger Schichten*, Palaeontol. Mitt. a.d. Mus. d. königl. Bayer. Staates, Cassel.

Universitatea Babeş-Bolyai, Cluj

Primit în redacţie la 20 iunie 1967

NOI DATE MICROFLORISTICE ASUPRA VÎRSTEI COMPLEXULUI CALCAROS AL SERIEI DE SIBIȘEL

DE

MARCELA DESSILA-CODARCEA și VIOLETA ILIESCU

55(05)

Primele studii palinologice, efectuate în vederea stabilirii vîrstei formațiunilor epimetamorfice din Carpații Meridionali centrali, au avut ca rezultat punerea în evidență a depozitelor metamorfozate ale rifeanului, în această parte a arcului carpatic (S. N. Naumova și colab., 1962 și 1964). În acest mod a fost dovedită pentru prima dată posibilitatea datării formațiunilor slab metamorfozate pe criterii microfloristice. Rezultate foarte prețioase se obținuseră pînă atunci prin analizarea depozitelor nemetamorfozate rifeene ale platformei est-europeene. Descoperirea și identificarea unor resturi de plante în șisturile cristaline din Carpații românești au deschis noi perspective stabilirii evoluției paleotectonice a masivelor vechi din zona alpină, considerate aparținînd îndeosebi paleozoicului. Astfel, terenuri importante ale acestor masive, din partea estică a zonei alpine (Caucaz), au început a fi atribuite baicalianului.

În regiunea Rășinari — Cisnădioara — Sadu a fost pusă în evidență o serie slab metamorfozată — seria de Sibișel — ale cărei formațiuni, metamorfozate, se așternu transgresiv peste fundamentul gnaisic vechi (Marcela Dessila-Codarcea, 1967). Complexul calcaros al acestei serii prezintă o poziție stratigrafică superioară în raport cu complexul șisturilor cu magnetit, suportat la rîndul său de complexul șisturilor amfibolice, cu caracter ofiolitic. Un complex grafitos constituie partea superioară a seriei de Sibișel (Marcela Dessila-Codarcea, 1965).

Complexul calcaros al seriei de Sibișel prezintă o dezvoltare mai importantă între pîrîul Poplăcii și valea Sibișel. El este constituit din calșisturi sericito-cloritice și calcare cenușii, albe și rubanate, datorită unor alternanțe negricioase, conținînd substanță grafitică. În mod constant calcarele sînt larg cristalizate, prezentînd caractere marmoreene

St. și cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 14, nr. 1, p. 279–282, București, 1969

tipice. Pachetul calcaros suportă pachete de şisturi grafitice, aparţinînd complexului grafitos.

Remarcăm că, calcarele descrise mai sus diferă net de calcarele din botul de deal dintre valea Dobrei şi valea Sibişel, situate peste şisturi clorito-albitice; aceste calcare sînt cenuşii, dure şi mult mai puţin recristalizate. Atribuirea complexului şisturilor clorito-albitice, paleozoicului inferior (cambrian inferior), conferă acestor calcare de asemenea o vîrstă paleozoică (silurian?).

Complexul calcaros din regiunea Răşinari a fost atribuit proterozoicului datorită punerii în evidenţă a unor spori de dimensiuni ultramicroscopice, în şisturile calcaroase cloritoase din cariera de calcare de pe valea Stezii şi în calcarele cenuşii de pe valea Sibişel.

Obţinerea unor date mai numeroase şi mai concludente asupra vîrstei seriei de Sibişel ne-a determinat să colectăm noi probe. Astfel, am colectat de pe valea Stezii o probă din şisturile grafitice, situate peste pachetul calcaros (proba 34) şi din filitele foioase cloritoase cu alternanţe uşor grafitice, care se aştern în continuitate de sedimentare peste pachetul grafitos din acoperişul calcarelor (proba 35).

Pe pîrîul Poplăcii am colectat următoarele probe: şisturi grafitice (proba 49) şi filite cloritice (proba 48), care flanchează calcarele spre vest, precum şi din filitele clorito-sericitice, uneori uşor grafitice, conţinînd lentile de cuarţ (probele 50 şi 51), care se aştern spre est peste calcare, constituind un mic sinclinal.

În proba 34, colectată pe valea Stezii, s-au descoperit numeroase exemplare de diferite dimensiuni aparţinînd genului *Protoleiosphaeridium*. Proba 34, reprezentată prin şisturi grafitice, a fost sterilă, ca de altfel toate probele, care se caracterizează prin abundenţa substanţei grafitice.

Analiza palinologică a probelor colectate pe pîrîul Poplăcii a dat rezultate pozitive, cu excepţia probei 49, care s-a dovedit a fi sterilă. În proba 48 au fost puse în evidenţă foarte abundente forme circulare de diferite dimensiuni (de la cîţiva microni pînă la peste o sută), de culoare variabilă (de la galben deschis pînă la negru), mineralizate. Formele prezintă o suprafaţă în general netedă, rareori fin punctată sau granulată. Aceste forme se încadrează în familia *Leiosphaeridaceae*, care după B. V. Timofeev formează fitoplanctonul mărilor precambriene (*Protoleiosphaeridium* sp.+ *Leiosphaeridium* sp.). În plus au fost identificate următoarele forme aparţinînd clasei *Rimales*, fam. *Sphaeroligotriletaceae*: *Trachyoligotriletum obsoletum* (Naum.) Tim., *Stenozonoligotriletum sokolovi* Tim., *Stenozonoligotriletum validum* Tim. În proba 50 au fost puse în evidenţă: *Leiosphaeridium* R. Typ. (S—71) Pflug, *Millaria* sp. Pflug şi *Mycteroligotriletum marmoratum* Tim. Proba 51 a dat următoarea asociaţie: *Leiosphaeridium* R. Typ (S—71) Pflug, *Trachyoligotriletum obsoletum* (Naum.) Tim., *Lopholigotriletum* sp.

Din tabelul de distribuţie stratigrafică a formelor identificate se poate constata că pachetele de roci filitice, care flanchează calcarele de pe pîrîul Poplăcii se încadrează în mod cert în proterozoic, datorită prezenţei formelor, care nu depăşesc limita precambrian-cambrian: *Leiosphaeridium* R. Typ. (S—71), *Millaria* sp., *Mycteroligotriletum marmoratum*. Speciile *Stenozonoligotriletum validum* şi *St. sokolovi*, care

Tabel de distribuție stratigrafică

(după datele lui H. Pflug și B. V. Timofeev)

Proba				Unități taxonomice	Precambrian	Cambrian			Ordovician
35	48	50	51			1	2	3	
×	×			*Protoleiosphaeridium* sp.	———				
	×	×	×	*Leiosphaeridium* R. Typ. (S—71) Pflug	———				
		×		*Millaria* sp. Pflug	———				
	×		×	*Trachyoligotriletum obsoletum* Tim.	———				
			×	*Lopholigotriletum* sp.	———		———		
		×		*Mycteroligotriletum marmoratum* Tim.	———		———		
	×			*Stenozonoligotriletum sokolovi* Tim.	———	———			———
	×			*Stenozonoligotriletum validum* Tim.	———	———			

apar la partea superioară a precambrianului, dau indicații prețioase din punct de vedere stratigrafic; astfel, apartenența seriei de Sibișel proterozoicului superior se confirmă. Continuarea unor forme și în cambrianul inferior sau pînă în ordovician, la fel ca și reapariția speciei *Mycteroligotriletum marmoratum* în cambrianul mediu nu poate produce confuzii, dat fiind asociația lor cu formele menționate, care nu depășesc precambrianul.

Rezultate neconcludente s-au obținut însă prin analizarea rocilor filitice de pe valea Stezii.

Reluarea studiului palinologic al seriei de Sibișel a confirmat încadrarea acesteia în proterozoicul superior pe baza unor date mai numeroase și mai certe.

NOUVELLES DONNÉES MICROFLORISTIQUES SUR L'ÂGE DU COMPLEXE CALCAIRE DE LA SÉRIE DE SIBIȘEL

RÉSUMÉ

Dans la région de Răşinari-Cisnădioara-Sadu a été mise en évidence une série faiblement métamorphisée — la série de Sibișel — dont les formations transgressent le soubassement gneissique ancien. Le com-

plexe calcaire de cette série présente une position stratigraphique supérieure par rapport aux complexes des schistes à magnétite et des schistes à amphiboles, ophiolitiques. C'est un complexe graphitique qui constitue la partie supérieure de la série de Sibişel. La série de Sibişel a été attribuée au Riphéen, grâce à la présence des spores de dimensions ultramicroscopiques. La reprise de l'étude palynologique des calcaires et des phyllites a rendu possible la mise en évidence de nouvelles espèces de spores, qui ne dépassent pas la limite Précambrien — Cambrien. Donc l'appartenance de la série de Sibişel au Précambrien a été confirmée.

BIBLIOGRAFIE

Codarcea-Dessila M. (1965), *Studiul geologic şi petrografic al regiunii Răşinari-Cisnădioara-Sadu*, Mem. Com. geol., **VI**.

— (1967), *La division des massifs cristallophylliens préalpins des Carpates roumaines*, Rev. roum. de géol., géoph., géogr., Série de géologie, **11**, *1*.

Jagielska L. (1965), *Nowe dane o mikroflorze eokambru i najnizszego kambru antyklinorium klimontowskiego*, Kwartalnik geologiczuy, **9**, *3*.

Naumova S. N. (1949), *Sporânijnego kembriia*, Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. geol., **4**.

Naumova S. N., Codarcea-Dessila M. şi Iliescu V. (1962), *Asupra prezenţei rifeanului în unele formaţiuni cristalofiliene în Carpaţii meridionali centrali*, Com. Acad. R.P.R. **XII**, *11*.

— (1964), *Resturi de plante din complexele de şisturi cristaline din Carpaţii Meridionali centrali*, St. cercet. geol., geof., geogr., Seria geologie, **9**, *1*.

— (1966), *Einige Reste niederer Pflanzen aus dem Algonkium*, Palaeontographica, partea B, *117*.

Pflug H. (1965), *Organische Reste aus der Belt Serie (Algonkium) von Nordamerika*, Paläontologische Zeitschrift, **39**, *1/2*.

Timofeev B. V. (1959), *Drevneişaia flora pribaltichi*, Trudî VNIGRI, *129*.

— (1960), *Sur la caractéristique micropaléontologique de la formation de Visingö*, Geol. Föreng., *500*.

Primit în redacţie la 2 octombrie 1968

Institutul geologic al Comitetului de Stat al Geologiei, Bucureşti

REUNIUNEA ȘTIINȚIFICĂ DE LA QUEEN'S UNIVERSITY DIN KINGSTON – CANADA

În anul 1967 a fost sărbătorită aniversarea a 100 de ani de la înființarea dominionului Canada. Cu această ocazie au avut loc nenumărate manifestări culturale și științifice. Reuniunea internațională organizată de Asociația geologică și Asociația mineralogică a Canadei în colaborare cu Societatea mineralogică a Americii și Asociația pentru studiul geologic al zonelor profunde ale scoarței terestre (A.Z.O.P.R.O.) s-a înscris pe linia acestor manifestări. Uniunea internațională a Științelor Geologice a fost reprezentată prin V. Z o u b e k (Cehoslovacia) și H. K u n o (Japonia).

Lucrările reuniunii s-au desfășurat la Queen's University din Kingston — Ontario. Diferitele discipline geologice au făcut obiectul a 8 secții: I. geologie economică, II. geochimie — petrologie, III. mineralogie—cristalografie, IV. geologia cuaternarului, V. geomorfologie — hidrogeologie, VI. geofizică, VII. stratigrafie — paleontologie — sedimentologie, VIII. simpozion.

Secția VIII-a a fost rezervată Asociației pentru studiul zonelor profunde ale scoarței terestre. În cadrul acestei secții s-au discutat diferitele probleme ale precambrianului metamorfic după cum urmează: problemele regionale ale precambrianului I, problemele centurilor orogenice post-precambriene, provincia Grenville, problemele regionale ale precambrianului II. În calitate de membru A.Z.O.P.R.O. am participat la lucrările acestei secții.

Seziunea simpozionului a fost deschisă cu lucrarea: *Relații geologice în terenurile intens metamorfozate din România și considerații asupra datelor geocronologice (potasiu-argon)*. Au fost expuse în continuare unele probleme ale precambrianului I din Africa: *Problemele relațiilor de vîrstă și structură în unele centuri metamorfice din Africa de sud* și *Cronologia precambrianului în Sahara centrală*. Precambrianul I a făcut de asemenea obiectul a două comunicări referitoare la Groenlanda: *Utilizarea hărților structurale în investigarea relațiilor metasedimentelor cu gnaisele din Groenlanda de vest* și *Cartări-structurale în fundamentul complex vechi precambrian al Groenlandei de SV*. Unele aspecte ale orogenezelor monociclice au fost discutate cu exemplificări referitoare la segmentul orogenic profund din South Rogaland.

În cadrul problemelor centurilor orogenice post-precambriene s-a discutat *Semnificația vîrstei micelor în rocile cristaline (din Ceylon), Orogenezele suprapuse și datarea stratigrafică în regiunile hercinice metamorfice din sudul Franței, Efectele orogenezei paleozoice în scutul precambrian din Australia de sud, Complexele de roci catazonale în terenurile poliorogenice de la Cabo Ortegal (Spania), Relații de vîrstă în terenurile metamorfice din Masivul Boemiei, unele metode și rezultate.*

Problemele de structură, stratigrafie, petrologie, metamorfism, geocronologie și tectonică ale provinciei Grenville au fost amplu discutate de geologii canadieni și americani.

Sedința de închidere a lucrărilor simpozionului a fost consacrată problemelor regionale ale precambrianului II. Remarcăm printre cele mai interesante comunicări: *Rocile granulitice din Saxonia, Caracterele petrografice ale rocilor polimetamorfice, Rolul granitelor în edificiile care au suferit reîntineriri radiometrice, Relații de vîrstă ale complexelor migmatice.*

Din desfășurarea lucrărilor simpozionului a rezultat, după cum se vede clar și din titlurile comunicărilor menționate mai sus, preocuparea abordării problemelor referitoare la terenurile metamorfice din puncte de vedere noi, simultan, de către geologi sosiți din diferite țări, începînd cu cei din Japonia și Australia, sfîrșind cu cei din S.U.A. și Canada.

În primul rînd trebuie subliniat modul stratigrafic, în spiritul căruia s-au discutat problemele precambrianului din diferite regiuni ale globului terestru; separarea unor diviziuni majore în stivele de șisturi cristaline, denumite complexe, ansambluri, grupe, categorii tectonice etc. și stabilirea succesiunii lor. În al doilea rînd s-a constatat preocuparea de a se stabili natura materialului premetamorfic. Foarte multe din pachetele de roci intens metamorfozate și migmatizate ale precambrianului au fost considerate drept formațiuni de geosinclinal. Chiar în cazul granulitelor (granulitele tipice din Saxonia), s-a arătat originea lor sedimentară, în cea mai mare parte aparent magmatică datorită structurilor granitice (A. W a t z n a u e r). Admiterea derivării unor gnaise din depozite vulcanice acide sau a unor amfibolite și roci cu biotit din „pilow-lava" (provincia Grenville), ne-a dat posibilitatea să remarcăm că rezolvarea paleolitologiei terenurilor metamorfice a devenit o preocupare permanentă a geologilor români.

În vederea decelării discordanțelor s-au utilizat în unele cazuri nivele de ascensiune a diferitelor roci intruzive (scutul canadian — provincia Grenville), după cum am procedat și noi încă din anul 1964, principiu de altfel adoptat și pentru coloanele stratigrafice ale hărții geologice scara 1 : 200 000 a României. Prin utilizarea aerofotogramelor în cartarea structurală a precambrianului din Groenlanda a fost pusă în evidență existența unei discordanțe între fundamentul gnaisic mai vechi și grupul acoperitor de sedimente, deși în aflorimente se remarcă caractere de tranziție, încît gnaisele au fost considerate rezultînd prin migmatizarea sedimentelor mai noi (G. H e n d e r s o n).

Un punct important cîștigat s-a dovedit a fi considerarea centurilor orogenice policiclice. Suprapunerea efectelor mai multor orogeneze a fost admisă unanim pentru foarte multe unități geologice sau masive. În această ordine de idei s-a intervenit, arătîndu-se că terenurile metamorfice din Carpații românești au fost considerate că reprezintă un edificiu policiclic. De asemenea s-a amintit corelarea fundamentului gnaisic vechi din Carpații românești cu acel din Pirinei (seria de Canigou) și din Masivul central francez. Deosebit de interesantă a fost reconstituirea evoluției polifazice a provinciei Grenville din Scutul canadian de către H. Y. W y n n e - E d w a r d s, în care s-au deosebit, pe baza analizelor texturale, cercetărilor structurale și distribuției faciesurilor metamorfice, cinci categorii tectonice.

Caracteristic centurilor orogenice policiclice este polimetamorfismul rocilor. Caracterele petrografice ale rocilor polimetamorfice au fost discutate în funcție de cadrul lor geofizic — condițiile de temperatură și presiune statică — în care s-a desfășurat faza cea mai tînără. Aceste caractere petrografice sînt controlate și de alți factori: compoziția mineralogică a substratului, granulația sa și importanța recristalizării (J. B e l l i e r e). Menționăm de asemenea reconstituirea evoluției postmetamorfice a unui complex de roci catazonale vechi din terenul poliorogenic de la Cabo-Ortegal (Spania), care au suferit procese de retrometamorfism, recutări și hidrotermalizări în ciclul hercinic (D. E. V o g e l).

Relațiile de vîrstă ale migmatitelor complexe au fost discutate de R. K. M e h n e r t. Autorul a prezentat caracterele petrografice ale migmatitelor din diferite grupe de vîrstă, foarte

frecvente în complexele fundamentului precambrian al regiunilor metamorfice. S-au arătat, de asemenea, diferențele între formațiile magmatice precinematice, sincinematice și postcinematice, precum și originea complexă a polimigmatitelor.

Datarea geocronologică a făcut obiectul cîtorva comunicări; datele isotopice au fost foarte frecvent utilizate și discutate în decursul simpozionului. Au fost puse în evidență neconcordanțele dintre datele obținute prin metoda K/Ar și evoluția geologică reală a terenurilor metamorfice bazată pe o metodologie geologică complexă, constatate în cazul unor roci cristaline (serii de granulite, gnaise, migmatite și roci granitice) din Ceylon sau a unor masive hercinice cristalofiliene din Franța de sud. Deosebit de interesantă a fost demonstrarea dificultăților care se întîmpină în utilizarea granitelor în geocronologie, granite care prezintă o istorie destul de complexă, deși aparent simplă la prima vedere (G. R o c c i). Neconcordanțele dintre datele isotopice și datele geologice au fost explicate în general prin suprapunerea efectelor proceselor ulterioare de metamorfism regional, legate de cicluri tectonice mai recente. În acest caz numai prin reconstituirea stratigrafiei inițiale se pot deduce elementele megastructurale esențiale ale centurii (P. C o l o m b). Cu această ocazie s-a remarcat că problema neconcordanțelor arătate mai sus, discutată dealtfel amplu și în comunicarea susținută, este soluționată în prezent, în același mod, și în România.

Vîrsta metamorfizării unor complexe de roci a fost stabilită pe baza datărilor geocronologice în regiuni neafectate de regenerări ulterioare. Astfel, în Sahara centrală au fost datate ansambluri caracteristice din punct de vedere metamorfic, separate uneori și prin discordanțe evidente. Rezultate interesante s-au obținut în acest mod și pentru scutul canadian (datarea fundamentului pre-Grenville prin „metoda Rb-Sr pentru întreaga rocă"). Prin analizarea rocilor unor centuri orogenice din Groenlanda s-au obținut valori mari de 1 600—1 800 M.A, centuri caracterizate printr-o istorie geologică destul de complexă.

Analizarea structurilor și a relațiilor dintre diferite serii a constituit unul dintre capitolele importante ale diferitelor comunicări. Menționăm astfel punerea în evidență a trei perioade de cutare, caracterizate prin cute de diferite tipuri, în Grenville — regiunea de la nord de Montreal (E. D i m r o t h). Problemele petrostructurale ale provinciei Grenville au fost de asemenea discutate. Studiul elementelor microstructurale au prilejuit expunerea efectelor orogenezei paleozoice asupra scutului precambrian din Australia de sud, care s-au manifestat prin apariția de foliații retrograde, clivaje sau foliații blastomilonitice în granite (J. L. T a l b o t).

Problemele teoretice ale metamorfismului regional, bazate pe studiul unor structuri profunde din segmentul orogenic monociclic de la South Rogaland (P. M i c h o t), caracterizarea centurilor orogenice alpină, hercinică și caledoniană din Europa pe baza seriilor de facies metamorfic de presiune joasă, intermediară și înaltă după Miyashiro (H. J. Z w a r t), precum și metodologia utilizată în studiul terenurilor metamorfice discutată pe larg pe baza rezultatelor obținute în Cehoslovacia (A. Z o u b e k) au făcut obiectul unor comunicări ample, cu caracter de sinteze.

Programul simpozionului VIII a fost foarte bogat și variat, după cum se poate vedea din relatările de mai sus. Problemele precambrianului, discutate pe baza studiului unor regiuni foarte depărtate în spațiu, au gravitat însă în mod permanent spre puncte de vedere și soluții comune. În acest mod s-a putut constata clar că geologia precambrianului a ieșit din vechile tipare petrografice; preocuparea reconstituirii complexei sale evoluții, începînd din timpuri foarte îndepărtate, arhaice, pînă la paleozoic, a ieșit constant în evidență indiferent de unitățile geologice sau masivele studiate în diferite părți ale globului.

Marcela Dessila-Codarcea

COLOCVIUL ASUPRA EOCENULUI
(Paris—Milano, mai 1968)

55(05).

În anul 1965 Comitetul francez de stratigrafie a propus organizarea unui colocviu asupra eocenului din Franța și din țările vecine (Anglia, Belgia și Italia) cu următoarele teme:

— inventarul și descrierea stratotipurilor, etajelor și subetajelor;

— studiul stratotipurilor în faciesuri diferite de cele de la localitățile tip;

— stabilirea corelărilor între stratotipurile bazinelor nordice și acelea ale bazinelor atlantice și mezogeene;

— redactarea documentelor de sinteză paleogeografică;

— confruntarea scărilor stratigrafice ale Europei occidentale cu acelea admise în alte țări.

Profesorul Charles Pomerol de la Universitatea din Paris a fost numit secretar organizatoric, iar Jaqueline Lorenz secretar adjunct.

A fost luată hotărîrea de a se publica comunicările originale înaintea reuniunii pentru ca acestea să poată constitui documente supuse discuțiilor și criticii în cadrul colocviului.

Obiectivul a fost realizat prin publicarea volumului 58 din Mém. du B.R.G.M.: Colloque sur l'Eocène, Paris, mai 1968, grație înțelegerii autorilor, inițiativei secretarului Ch. Pomerol, precum și intervenției serviciului de publicații BRGM.

În cadrul acestei reuniuni subsemnatul, împreună cu V. Moisescu de la Institutul de geologie și geografie al Academiei Republicii Socialiste România, am prezentat o revizuire biostratigrafică (foraminifere mari și moluște) asupra paleogenului din Transilvania: *Données actuelles sur le Nummulitique de Transylvanie.*

Lucrarea tratează stratigrafia eocenului mediu și superior, trecerea la oligocen și principalele caractere ale oligocenului. Ea discută apoi poziția paleontologică și stratigrafică a etajelor ledian și auversian, a biarritzianului, ca etaj mediteranean complementar lutețianului parizian din cadrul eocenului mediu, a napocianului, ca unitate stratigrafică complimentară a priabonianului — tip în cadrul eocenului superior.

Au fost constituite un comitet de coordonatori pe specialități și un al doilea de coordonatori regionali care au pregătit rapoarte sintetice pe probleme în vederea ședințelor de discuții de la Paris (23—24 mai), ținînd seama și de datele noi conținute în lucrările prezentate.

Au fost de asemenea editate cinci ghiduri pentru excursiile geologice pre- și postcolocviu.

A. Excursiile precolocviu:

1. excursia din Anglia, între 25 și 29 aprilie, condusă de D. Curry în insula Wight, bazinul Hampshire și bazinul Londrei;

2. excursiile din Belgia, între 22 și 24 aprilie, conduse de M. Gulinck în localitățile clasice pentru eocenul și oligocenul din regiunea Bruxelles.

B. Excursiile colocviului propriu-zis:

1. excursia din Italia, între 18 și 20 mai, sub conducerea doamnei M. B. Cita în regiunile Paderno, Priabona, Brendola, Possagno, toate în Vicentin;

2. excursiile din Alpii Maritimi, între 21 și 22 mai, conduse de J. Bodelle și R. Campredon, la Mortola, Fontaine de Jarrier, sinclinalul Contes și secțiunea de la Scaffarels;

3. excursiile din Bazinul Parisului, între 25 și 28 mai, sub conducerea lui A. Blondeau, C. Cavelier și Gh. Pomerol, în regiunile Grignon, Vigny, Chaumont, Hérouval, Chars, Auvers, Attainville, Sinceny, Cuise, Mont-Berny, Cormeilles-en-Parisis, Etréchy, Morigny, Ormoy.

În afară de ghidurile excursiilor, Ch. Pomerol și L. Feugueur au tipărit, în editura Masson, un frumos ghid de geologie regională intitulat *Bassin de Paris—Ile de France.*

CONSIDERAȚII GENERALE ASUPRA COLOCVIULUI

1. La baza tematicii colocviului (enumerate mai sus) a stat necesitatea, apărută în ultimii ani, de a amenda scara stratigrafică clasică a terțiarului inferior, fondată în bună măsură pe situațiile stratigrafice ale bazinului septentrional anglo-franco-belgian și pe etajele sale, cele mai multe dintre ele invalide ca etaje-tip: formațiuni reprezentînd fronturile transgresiunilor care au avansat din domeniul Tethis, cu importante lacune sau cu termeni marginali, nemarini, greu corelabili cu corespondenții lor meridionali.

Din acest punct de vedere, colectivul de geologi și paleontologi francezi condus de C h. P o m e r o l, care au pregătit prezentarea paleogenului din Bazinul Parisului, după mai bine de un secol de studii în această regiune, a avut de îndeplinit o sarcină dificilă.

Pe de altă parte delegația italiană, condusă de prof. M. B. C i t a, a avut de susținut — lăsînd de o parte stratotipurile italiene locale — etajul priabonian care s-a dovedit necorespunzător intervalului cronologic atribuit inițial.

2. Patru reuniuni preparatorii (Paris, 2 februarie 1968; Paris, 12 februarie 1968; Milano, 2 martie 1968; Paris, 13 martie 1968), primele două întrunind grupul paleogeniștilor francezi, iar ultimele un grup lărgit cu participanți italieni, belgieni, englezi și elvețieni, au elaborat cîteva documente provizorii, ca bază de discuții pentru reuniunea generală din mai, în special cu privire la biozone și la încadrarea în etaje a acestora.

Au fost multiplicate și trimise participanților extrase după publicațiile originale ale lui C h. L y e l l, W. Th. S c h i m p e r și E. B e y r i c h privind definițiile originale ale sistemelor terțiarului și seriilor pleogenului.

3. Ținînd seama de criteriile luate în discuție cu precădere pentru subdivizarea, fixarea limitelor și caracterizarea conținuturilor biostratigrafice a unităților sistemului paleogen, se poate spune, fără exagerare, că această întîlnire a reprezentat de fapt un colocviu de micropaleontologie stratigrafică a terțiarului inferior.

Toate prezentările de date și toate discuțiile au fost polarizate în jurul foraminiferelor mari, ca grup clasic, foraminiferelor planctonice al căror studiu a făcut în ultimii 20 de ani progrese remarcabile și în jurul nannoplanctonului, un grup de la care se speră foarte mult în viitor pentru ameliorarea stratigrafiei terțiarului.

4. Lucrările colocviului s-au concentrat în special asupra zonării microbiostratigrafice, corelării zonelor din diferite domenii paleogeografice ale Europei, încadrării în etaje a acestor zone și asupra limitelor paleocen/eocen și eocen/oligocen. Problemele delicate de nomenclatură stratigrafică au fost amînate pentru o altă întîlnire.

În cadrul colocviului au fost luate două hotărîri unanime și anume:

a) nici o desemnare de etaj nou nu mai este recomandabilă fără avizul comisiei de stratigrafie a UIGS;

b) pentru evitarea confuziilor și ambiguităților în determinarea unor specii paleontologice, se recomandă ca exemplarele tip, ce servesc pentru referință, să fie depuse de autori în principalele muzee ale lumii pentru ca eșantioanele să fie oricînd disponibile pentru orice studiu complementar.

5. Colocviul a reunit nume remarcabile care studiază sistemul paleogen. Au fost prezenți printre alții: H. S c h a u b, H. B o l l i (Elveția); M. B. C i t a, I. P r e m o l i-S i l v a, F. P r o t o-D e c i m a (Italia); C h. P o m e r o l, J. Ph. M a n g i n, Y. le C a l v e z, M. N e u m a n (Franța); J. B r a b b (Anglia); L. W e a v e r (U.S.A.). Au contribuit la reușita acestei întîlniri și: M. G u l i n c k (Belgia) și D. C u r r y (Anglia).

Dintre țările socialiste au fost reprezentate: Ungaria, prin trei delegați și România, cu trei delegați.

Lucrările colocviului au cuprins atît aplicațiile pe teren (în Vicentin, în Alpii Maritimi și în Bazinul Parisului), cît și ședințele de lucru în cadrul Universității din Paris.

Între aplicațiile din Italia au fost deosebit de interesante următoarele: secțiunea paleocen-eocenului de la *Paderno d'Adda* cu flișul paleogen succedînd unui facies pelagic (couches rouges—Scaglia rossa), cu conținut paleontologic mixt—numuliți, foraminifere planctonice și nannoplancton, și priabonianul de la localitatea-tip din Lessini, partea răsăriteană a munților.

Mai întîi a fost examinată secțiunea *Boro-Granella* de la nord de Priabona, între conglomeratul transgresiv de Boro și marnocalcarele nodulare. Secțiunea (considerată tip) din sat începe cu conglomeratul bazal transgresiv pe bazalte antepriaboniene; continuă cu 5 m de argile siltitice și de calcare nisipoase urmate de marno-calcare cu *Nummulites fabianii* și rari *N. garnieri*; în continuare succesiunea evidențiază strate cu discocicline, argile albăstrui, calcare nodulare și marno-calcare cu asterocicline, încheindu-se cu marne cu briozoare.

Examinarea în teren a acestui stratotip a confirmat ideea că priabonianul nu este sinonim cu eocenul superior, așa cum s-a susținut pînă la acest colocviu.

3. Profilul de la *Mossano*, în Colli Berici, continuu din eocenul mediu pînă în oligocen și fosilifer, este în schimb predominant calcaros, cu numeroase macroforaminifere determinate generic, în secțiuni.

4. Cariera de la *Possagno* conține paleocen în facies pelagic („Scaglia rossa") de grosime redusă separat de cretacicul superior printr-un „hard-ground"; eocenul, inferior și mediu, este reprezentat de asemenea prin sedimente pelagice („Scaglia variegata" și „Scaglia cinerea"), în timp ce eocenul superior se dezvoltă ca o serie regresivă cu litologie variată.

În Alpii meridionali am examinat secțiuni clasice printre care:

1. sinclinalul suspendat *La Mortola* cu cei trei termeni ai numuliticului din Alpii Maritimi descriși în urmă cu 50 de ani, de către J. B o u s s a c, reprezentat prin conglomerate și calcare cu *Nummulites perforatus*, calcare foarte grezoase cu *N. millecaput, N. brongniarti, N. striatus, Assilina exponens* și discocicline, marne cu discocicline, asiline și amfistegine;

2. sinclinalul *Col de Braus*, zăcămînt numulitic cercetat de P h. d e l a H a r p e și J. B o u s s a c, cu conglomeratele bazale cu *Microcodium* transgresive pe campanian, calcare grezoase biodetritice cu *N. perforatus* și *N. brongniarti* care trec gradat la marne nisipoase cu microfaună rară din eocenul superior;

3. secțiunea *La Palarea — Fontaine de Jarrier* din sinclinalul Contes, cunoscută de la mijlocul secolului trecut datorită geologilor S i s m o n d a, B e l l a r d i, H é b e r t și B o u s s a c, din care a fost examinat complexul numit „flișul gresiei de Annot";

4. În aflorimentele de la *Scaffarels*, aproape de Annot pe rîul Var, a fost eșantionată „trilogia numulitică", discordantă pe cretacicul superior, reprezentată prin calcare biodetritice cu *N. perforatus* și *N. striatus* în nivelele inferioare și *N. fabianii, N. chavannesi* și *N. incrassatus* în nivelele superioare, marne argilo-nisipoase în care persistă ultimele specii mai sus citate și orizontul superior reprezentat de gresia de Annot.

Între aplicațiile din Bazinul Parisului mai interesante au fost:

1. străvechea falunieră de la *Grignon* cu depozite sparnaciene suportînd lutețian cu *Orbitolites complanatus* și *Cerithium giganteum*;

2. cariera „Bois de roches" de la *Vigny* cu „calcar pisolitic" recifal, danian sau montian, repauzînd pe creta campaniană cu *Belemnitella*;

3. lutețianul inferior cu *N. laevigatus* și baza lutețianului superior cu *Cerithium giganteum* de la *Chaumont-en-Vexin*;

4. cariera de la *Hérouval* conținînd cuisianul terminal în facies de nisipuri glauconitice fine cu *Alveolina oblonga* și *N. planulatus*;

5. cariera cu nisipuri de plaje fosilifere, cu stratificație încrucișată, cu galeți de silex și cu falune cochiliere bogate în *N. variolarius* de la *Chars* (bartonian mediu sau marinesian);

6. faciesul tipic al auversianului de la Auvers format din nisipuri marine cu stratificație încrucișată, cu faună abundentă dar în mare parte remaniată, în care abundă *N. variolarius* rulat și microforaminifere;

7. cariera de nisipuri de la *Rollot* reprezentînd o secțiune completă a thanețianului din Bazinul Parisului;

8. cariera *Sinceny* cu nisipuri continentale ale sparnacianului superior;

9. la *Cuise-la-Motte*, localitatea tip a cuisianului, vechea carieră a dispărut dar o alta a fost deschisă pentru congresiști în care apar trei nivele de nisipuri fine, galbene-ocru sau verzui, într-un afloriment deschis pe 20 m grosime;

10. *Mont Berny:* secțiune în lutețianul inferior și mediu (zonele cu *N. laevigatus* și *Orbitolites complanatus*) repauzînd pe argila de Laon a ypresianului superior;

11. marea carieră de la *Cormeilles-en-Parisis*, cea mai accesibilă din regiunea parisiană avînd 110 m front vertical și 1 km lungime. Aici se exploatează prima masă de gips parizian, marnele albastre, argila verde, calcarul de Sannois etc., formațiuni plasate între ludian și stampian, între marnele cu *Pholadomia ludensis* și nisipurile de Fontainebleau;

12. la *Etrechy* aflorează falunul cu *Glycimeris* și ceriți în stare de conservare perfectă;

13. la *Ormoy* am examinat ultimele nivele ale nisipurilor fosilifere de Fontainebleau.

Ședințele de lucru de la Universitatea din Paris au cuprins:

1. rapoarte pe specialități: microorganisme (M. Neumann), ostracode (N. Grekoff), polen și alge (S. Durand) sedimentologie marină (J. Ph. Mangin) etc.;

2. raportul colectiv asupra zonelor micropaleontologice ale paleogenului și încadrarea acestora în etaje (numuliți și asiline după A. Schaub, alveoline după L. Hottinger, foraminifere planctonice după H. Bolli, M. B. Cita, H. P. Luterbacher, I. Premoli Silva, nannoplancton după W. Hay).

Discuțiile care au urmat acestor rapoarte au conchis asupra limitării obiectivelor colocviului la definirea zonelor pe baza cîtorva grupe de microorganisme și la încadrarea acestor zone în etaje, lăsînd deocamdată de o parte fixarea stratotipurilor și problemele legate de nomenclatură;

3. rapoarte de corelare asupra bazinului anglo-franco-belgian (D. Curry, Ch. Pomerol, M. Gulinck) și asupra fosei renane (C. Sittler) și Aquitaniei (D. Boulanger);

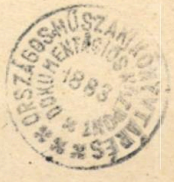
4. limitele cretacic/paleogen și eocen/oligocen au fost larg discutate.

Din lipsă de timp nu a mai fost posibilă elaborarea unor rezoluții. S-a hotărît însă ca secretarul colocviului să redacteze proiecte pe care să le trimită șefilor de delegații pentru acord și amendamente.

La începutul anului 1969 va apare al 3-lea volum al colocviului cuprinzînd darea de seamă asupra excursiilor, discuțiilor din ședințele de lucru de la Paris, documentele de sinteză paleogeografică, propunerile de corelări între stratotipurile nordice, atlantice și mezogeene, rezoluțiile finale, comunicări suplimentare, etc.

Cîștigul cel mai prețios pentru participanții la colocviul eocenului de la Paris și Milano a fost examinarea *in situ* a numeroase stratotipuri clasice și colectarea de material de comparație; de asemenea, am avut ocazia de a verifica direct metoda de lucru și logica stratigrafică precum și posibilitatea de a afla direcții noi de cercetare pentru acest sistem stratigrafic.

G. Bombiță



Revista „Studii şi cercetări de geologie, geofizică, geografie — Seria geologie" publică lucrări cu caracter fundamental şi aplicativ din domeniul stratigrafiei, paleontologiei şi tectonicii, precum şi în cel al mineralogiei, petrografiei şi geochimiei; de asemenea, sînt incluse articole de sedimentologie şi geofizică al căror conţinut prezintă indicaţii importante în cunoaşterea formaţiunilor geologice.

NOTĂ CĂTRE AUTORI

Autorii sînt rugaţi să înainteze articolele, notele şi recenziile dactilografiate la două rînduri. Tabelele vor fi dactilografiate pe pagini separate, iar diagramele, schiţele şi hărţile vor fi executate în tuş, pe hîrtie de calc. Tabelele şi ilustraţiile vor fi numerotate cu cifre arabe. Figurile din planşe vor fi numerotate în continuarea celor din text. Se va evita repetarea acelorași date în text, tabele şi grafice. Explicaţia figurilor va fi dactilografiată pe pagină separată. Citarea bibliografiei în text se va face prin indicarea numelui autorului şi anului apariţiei lucrării, de exemplu (G. M u r g o c i, 1916). Numele autorilor va fi precedat de iniţială. Titlurile revistelor citate în bibliografie vor fi prescurtate conform uzanţelor internaţionale.

Autorii au dreptul la un număr de 50 de extrase, gratuit.

Responsabilitatea asupra conţinutului articolelor revine în exclusivitate autorilor.

Corespondenţa privind manuscrisele, schimbul de publicaţii etc. se va trimite pe adresa comitetului de redacţie, Calea Victoriei nr. 125, Bucureşti.

1969 JUN 10

LUCRĂRI APĂRUTE ÎN EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

V. IANOVICI şi colab., **Evoluţia geologică a Munţilor Metaliferi**, 744 p., 40 pl., 55 lei.

D. PATRULIUS, **Geologia Masivului Bucegi şi a culoarului Dîmboviţioara**, 321 p., 13 pl., 28 lei.

IOAN MÂRZA, **Evoluţia unităţilor cristaline din sud-estul Munţilor Mare**, 168 p., 12 pl., 14 lei.

V. MUTIHAC, **Structura geologică a compartimentului nordic din sinclinalul marginal extern (Carpaţii Orientali)**, 127 p. + 1 anexă, 7,75 lei.

I. DONISĂ, **Geomorfologia văii Bistriţei**, 287 p., 20 pl., 3 anexe, 18,50 lei.

I. HÂRJOABĂ, **Relieful Colinelor Tutovei**, 1968.

VASILE BĂCĂOANU, **Cîmpia Moldovei. Studiu geomorfologic**, 1968, 222p. + 12 pl., 13,50 lei.

VINTILĂ MIHĂILESCU, **Geografie teoretică**, 1968, 254 p., 20 lei.

BICA IONESEI, **Stratigrafia depozitelor miocene de platformă dintre valea Siretului şi Valea Moldovei**, 1968, 396 p., 41 pl., 21,50 lei.

LUCIAN BADEA, **Subcarpaţii dintre Cerna Olteţului şi Gilort. Studii de geomorfologie**, 1967, 191 p., 13,50 lei.

AL. ROŞU, **Subcarpaţii Olteniei dintre Motru şi Gilort. Studiu geomorfologic**, 1967, 154 p., 121 lei.

AL. KISSLING, **Studii mineralogice şi petrografice la zona de exoskarn de la Ocna de Fier (Banat)**, 1967, 133 p. + 19 pl., 9 lei.

V. TUFESCU, **Modelarea naturală a reliefului şi eroziunea accelerată**, 619 p., 1966, 40 lei.

GH. NICULESCU, **Munţii Godeanu. Studiu geomorfologic**, 1965, 340 p., XV pl., 1 anexă, 24 lei.

I. VELCEA, **Tara Oaşului. Studiu de geografie fizică şi economică**, 1964, 168 p., 9 lei.

P. GÂŞTESCU, **Lacurile din R.P.R. (Geneză şi regim hidrologic)**, 1963, 295 p. + 7 pl., 22 lei.

GH. BOMBIŢĂ, **Contribuţii la corelarea eocenului epicontinental în R.P.R.**, 1963, 115 p. +8 pl., 6,45 lei.

N. VLAICU-TĂTĂRÎM, **Stratigrafia eocenului din regiunea de la sud-vest de Cluj**, 1963, 204 p., 24 pl., 15 lei.

ÎN CURS DE APARIŢIE

A. DUŞA, **Stratigrafia depozitelor mezozoice şi terţiare de la Căprioara, Costeiul de Sus.**

N. ORGHIDAN, **Văile transversale din România**

* * * **Geografia Văii Dunării româneşti**

ST. ŞI CERC. GEOL., GEOF., ŞI GEOGR., SERIA GEOLOGIE, T. 14, NR. 1, P. 1—290, BUCUREŞTI, 1969

c. 3082 — I. P. „Informaţia"

Lei 50.—

F 1329

STUDII ȘI CERCETĂRI
DE
GEOLOGIE
GEOFIZICĂ
GEOGRAFIE

SERIA

GEOLOGIE

2

TOMUL 14
1969

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

COMITETUL DE REDACȚIE

Redactor responsabil:

ACADEMICIAN AL. CODARCEA

Redactor responsabil adjunct:

ACADEMICIAN N. PETRULIAN

Membri:

ACADEMICIAN G. MURGEANU; ACADEMICIAN M. G. FILIPESCU; V. IANOVICI, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România;
D. GIUȘCĂ, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România;

Secretar de redacție:

P. ȘOIGAN

Prețul unui abonament este de 100 de lei.

În țară abonamentele se fac la oficiile poștale, agențiile poștale, factorii și difuzorii din întreprinderi și instituții.

Orice comandă din străinătate (numere izolate sau abonamente) se fac la CARTIMEX, Căsuța poștală 134—135 București, Republica Socialistă România sau prin reprezentanții săi din străinătate.

Manuscrisele, cărțile și revistele pentru schimb, precum și orice corespondență, se vor trimite pe adresa comitetului de redacție al revistei „Studii și cercetări de geologie, geofizică, geografie — Seria geologie".

La revue „Studii și cercetări de geologie, geofizică și geografie — Seria de geologie" paraît 2 fois par an.

Le prix d'un abonnement annuel est de $ 6.— F.F. 29, DM 24,—

Tout commande à l'étranger sera adressée à CARTIMEX, Boîte postale 134—135 Bucarest, Roumanie ou à ses représentants à l'étranger".

En Roumanie, vous pourrez vous abonner par les bureaux de poste ou chez votre facteur.

APARE DE DOUĂ ORI PE AN

ADRESA REDACȚIEI:
CALEA VICTORIEI NR. 125,
BUCUREȘTI

F 1329

STUDII ŞI CERCETĂRI
DE
GEOLOGIE
GEOFIZICĂ
GEOGRAFIE
SERIA
GEOLOGIE

TOMUL 14 1969 NR. 2

OROSZLÁNOS MÚSZAKI EGYETEM 1883

SUMAR

pag.

N. PETRULIAN şi LIVIA STECLACI, Modul de prezentare a nichelului în serpentinele de la Gura Văii 293

V. IANOVICI, D. GIUŞCĂ, FL. TĂNĂSESCU şi G. PITULEA, Studiul petrografic şi mineralogic al mineralizaţiilor de baritină de la Ostra 303

E. STOICOVICI şi I. PETREUŞ, Studiul piritelor autigene din oligocenul Maramureşului 317

CORNELIA BOTEZ, L. IONESI, DIDINA NACU, OR. NICHITA, MARIA POIENESCU şi A. BIRO, Cercetări geochimice asupra stratelor de Plopu din zona flişului extern — Carpaţii Orientali 337

V. IANOVICI şi JEANA IONESCU, Contribuţii la mineralogia masivului alcalin de la Ditrău. I. Amfibolii 353

M. BORCOŞ şi R. DIMITRESCU, Contribuţii la determinarea condiţiilor fizice ale metamorfismului regional din Munţii Apuseni 363

IOANA GHEORGHIŢA, Idritizarea, stadiu de transformare în cadrul activităţii hidrotermale, legată de rocile banatitice din regiunea Moldova-Nouă 375

H. HUMML, Contribuţii la flora fosilă a liasicului inferior de la Steierdorf-Anina . . . 385

I. MAXIM, Cîteva plante din stephanianul superior de la Sviniţa (Banat) 405

C. DRĂGHICI şi M. BOICIUC, Orizontare litologică şi litogeneză în formaţiunea de Schela, de la Schela 423

V. MOISESCU, Consideraţii asupra faciesurilor oligocenului din regiunea Trăznea — Ciumărna 451

O. ILIESCU, GH. MĂRGĂRIT şi MARIA MĂRGĂRIT, Contribuţii la cunoaşterea şi orizontarea depozitelor oligocene din regiunea Cluj — Jibou — Tg.-Lăpuş 463

I. HUICĂ, *Parvidacna planicostata oncescui* n. ssp. în portaferrianul din judeţul Gorj (Depresiunea Getică) 477

I. KALMÁR, Asupra prezenţei unei scoarţe vechi de alteraţie în masivul Preluca 485

R. MUŢIU, Contribuţii la studiul paleontologic şi stratigrafic al depozitelor albiene din Platforma Moesică 497

GH. MANTEA, Geologia părţii de nord-vest a Munţilor Bihor (regiunea Ferice) 511

AVRAM ŞTEFAN, Structura geologică a părţii de est a masivului Vlădeasa 523

V. IANOVICI şi GH. NEACŞU, Studiul proceselor de argilizare hidrotermală de la Talagiu (Bazinul Zarandului) 531
I. TREIBER şi I. BEDELEAN, Studiul mineralogic al argilelor refractare din sectorul Şuncuiuş 539
ŞERBAN VLAD, Prezenţa ilvaitului în skarnele de la Dognecea 547
E. LITEANU şi M. FERU, Despre grosimea cuaternarului din partea extracarpatică a curburii Carpaţilor Orientali 553
I. BÁNYAI, O asociaţie mineralogică unică 557

MODUL DE PREZENTARE A NICHELULUI ÎN SERPENTINELE DE LA GURA VĂII

DE

ACAD. N. PETRULIAN şi LIVIA STECLACI

55 (05)

În cadrul problemei referitoare la modul de prezentare a nichelului în rocile ultrabazice serpentinizate din România au fost studiate şi ivirile de serpentine de la Gura Văii. Rezultatele obţinute sînt consemnate în prezenta lucrare.

Localitatea Gura Văii este situată pe malul stîng al Dunării, aproape la jumătatea distanţei dintre Turnu-Severin şi Vîrciorova. În apropiere se află o carieră în care se exploatează calcare, gresii şi serpentine, ce servesc ca materiale de construcţie.

Din punct de vedere geologic (Al. Codarcea, 1934), împrejurimile localităţii Gura Văii sînt constituite din sedimente mezozoice aparţinînd pînzei getice, reprezentate prin calcare jurasico-neocomiene, peste care urmează transgresiv un conglomerat calcaros şi o gresie calcaroasă. Suportul acestor sedimente îl formează şisturile cristaline ale grupului I, care alcătuiesc pînza getică, reprezentate printr-o zonă de paragnaise cu faciesuri de gnaise granitice, prin amfibolite, după care urmează, spre est, micaşisturi şi cuarţite. Intercalate în zona de paragnaise şi cantonate în cristalinul getic la est de contactul cu pînza de Severin apar mai multe iviri de serpentină cu forme de lentile şi de dimensiuni variabile. Ivirea mai importantă, care face şi obiectul lucrării de faţă, se găseşte în versantul drept al văii Sf. Petru.

1. STUDIUL MINERALOGIC

Serpentina este de culoare neagră la verde închis, are o textură compact-masivă, iar spre margine devine şistoasă şi posedă oglinzi de fricţiune verzui-albicioase.

St. şi cerc. de geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 14, nr. 2, p. 293–302 Bucureşti, 1969

În secţiuni subţiri au fost identificate următoarele minerale constitutive : antigoritul — cel mai răspîndit — înconjurat de o reţea de crisotil, prezentînd împreună o structură celulară, în care nu se mai păstrează decît foarte rare granule de olivină, pe contul căreia s-au format primele două minerale. Procesul de serpentinizare a olivinei a dus, pe lîngă formarea mineralelor amintite, şi la separarea de magnetită în pulberi mărunte şi liziere fine. Mai apare în plus bastit, în cristale izolate, uneori macroscopice, de culoarea bronzului, şi clorit, ambele formate pe contul piroxenilor (enstatit). Au fost determinate două varietăţi de clorite : o primă varietate care reprezintă pseudomorfoză după piroxeni, prezentînd separaţii paralele de magnetit, şi a doua varietate, depusă în vinişoare microscopice, care traversează alte minerale. Acestea din urmă apar asociate fie cu cromitul depus ulterior, întreg ansamblul prezentînd un aspect geometric după feţele de octaedru (kämmererit), fie cu magnetitul, dispus după plane de clivaj. Cu totul sporadic se mai găseşte tremolit, în cristale prismatice scurte, şi magnezit.

După compoziţia mineralogică iniţială — olivină şi piroxen rombic — această rocă reprezintă o serpentină apoharzburgitică. Prin serpentinizare ea nu mai conţine decît antigorit şi crisotil, însoţite de o pulbere de magnetit secundar (magnetit II).

În secţiuni lustruite au fost identificate : cromit I (primar) şi cromit II (secundar), magnetit I (primar) şi magnetit II (secundar), pentlandit şi bravoit. Dimensiunile acestor minerale sînt în general mici, între 0,4 mm şi 0,005 mm, frecvente fiind cele foarte mici (sutimi şi miimi de mm).

Cromitul (Cr_2O_3. FeO) a fost observat în toate probele de serpentină, însă este neomogen răspîndit. După relaţiile cu mineralele însoţitoare se deosebesc două generaţii de cromit. Prima (cromit I) se prezintă în grăunţi alotriomorfi, cu dimensiuni variabile. Uneori, grăunţii sînt asociaţi cu magnetit I, care-i înconjoară, iar cei mai mari (foarte rari) sînt diaclazaţi, de-a lungul diaclazelor insinuîndu-se magnetit I. Spinelul de crom nu mai apare asociat cu alte minerale metalice — cu excepţia unor rare incluziuni foarte fine de pentlandit —, iar relaţiile cu spinelul de fier arată succesiunea : cromit I, magnetit I. A doua generaţie de cromit (II) apare asociată cu o varietate de clorit, ambele sub formă de filonaşe formate în timpul serpentinizării.

Magnetitul (Fe_2O_3.FeO). În toate ivirile de serpentină cercetate de noi — Banat, Munţii Sebeş, Munţii Perşani (N. Petrulian, Livia Steclaci, 1954, 1958, 1959, 1961), inclusiv cele de la Gura Văii — magnetitul este mineralul opac cel mai frecvent, îmbrăcînd forme diferite şi de dimensiuni foarte variante. După modul de formare, de prezentare şi după relaţiile cu celelalte minerale putem admite şi aici existenţa a două generaţii de magnetit.

Magnetitul I, sau de primă generaţie, este mai frecvent decît celelalte minerale metalice, avînd însă o răspîndire destul de neuniformă. Se prezintă în general ca granule alotriomorfe, de dimensiuni ce ajung excepţional la 0,4 mm, avînd forme variate. De cele mai multe ori granulele sînt compacte, iar uneori au partea centrală formată dintr-un schelet de lamele (pl. I, fig. 1 şi 2 ; pl. II, fig. 3), între care se localizează a-pentlandit (pl. I, fig. 1), b-concreşteri grafice de pentlandit cu silicaţi (pl. I,

fig. 1 şi 2 ; pl. II, fig. 3), c — concreşteri grafice de pentlandit şi magnetit (pl. III, fig. 5 şi 6).

Aceste concreşteri grafice (b) şi (c) n-au mai fost întîlnite în ivirile de serpentine studiate anterior. Magnetitul din concreşterile grafice cu pentlanditul reprezintă, după părerea noastră, tot o varietate de magnetit de primă generaţie, separată deci tot în timpul perioadei magmatice şi formînd un eutectic cu pentlanditul ; această varietate de magnetit este totuşi ceva mai tîrzie decît magnetitul I. Ţinînd seama de încercările experimentale de sinteză a asociaţiei magnetit-pentlandit (N. Petrulian, Livia Steclaci , 1961), este foarte probabil ca această varietate de magnetit să se fi format prin oxidarea parţială, la temperatură înaltă (în bazinul magnetic), a fierului din sulfura iniţială.

Magnetitul II, sau cea de-a doua generaţie, are o repartiţie ceva mai uniformă şi a fost întîlnit în toate probele cercetate. Modul de prezentare se aseamănă cu cel observat în celelalte iviri de serpentină, şi anume : vinişoare (filonaşe) aşezate pe marginile granulelor de silicaţi de magneziu şi fier secundari ; grăunţi fini dispuşi în şiruri orientate sau în aglomerări neorientate, răspîndiţi în masa silicaţilor secundari. Această varietate de spinel de fier nu formează asociaţii cu alte minerale opace. În ce priveşte geneza magnetitului II, el a rezultat mult mai tîrziu, în perioada de serpentinizare, pe contul fierului eliminat din mineralele primare — olivină şi piroxeni.

SULFURI DE FIER ŞI NICHEL

În ivirea de serpentină de la Gura Văii, spre deosebire de toate celelalte iviri studiate, apar numai două minerale de nichel, şi anume : pentlandit şi, cu totul sporadic, bravoit. Lipsesc complet sulfurile de fier şi nichel sau de alte elemente întîlnite în celelalte iviri cercetate, ca : pirotină, valleriit, calcopirită, cubanit, millerit.

Modul de prezentare a pentlanditului şi bravoitului, ca şi relaţiile lor cu celelalte minerale opace, sînt în parte asemănătoare cu cele observate în ivirile de serpentină studiate anterior.

Pentlanditul $(Ni, Fe)_9S_8$ este, ca de obicei, mineralul primar de nichel prezent în toate ivirile de serpentină nicheliferă. În ivirea de la Gura Văii el se prezintă ca :

— grăunţi izolaţi, de dimensiuni între 0,001 şi 0,008 mm, răspîndiţi în silicaţi, dînd un aspect de „cer înstelat" ;

— grăunţi mai bine dezvoltaţi (0,02—0,04 mm), străbătuţi de vinişoare de silicaţi, ce dau întregului ansamblu un aspect de mozaic (pl. II, fig. 4).

— grăunţi de forme şi mărimi foarte diferite, localizaţi în porţiunea centrală scheletică a magnetitului I ; aici deosebim un prim caz în care pentlanditul ocupă singur — complet sau parţial — golurile neorientate sau orientate din magnetit I (pl. I, fig. 1 şi 2) şi un al doilea caz în care aceste goluri sînt umplute cu o asociaţie de tip eutectic, de pentlandit-magnetit I (pl. III, fig. 5 şi 6) sau pentlandit-silicaţi (pl. I, fig. 1 şi 2). Ceea ce apare interesant este faptul că în acelaşi grăunte scheletic de magnetit se întîl-

nesc grăunţi liberi de pentlandit în imediata vecinătate a concreşterilor pentlandit-silicaţi sau pentlandit-magnetit (pl. I, fig. 1 şi 2). Mai mult chiar, există cazuri cînd grăuntele de pentlandit liber, deşi de ordinul de mărime a zecilor de microni, trece treptat sau chiar brusc în concreşterile menţionate (pl. III, fig. 6).

Bravoitul (Fe, Ni)S_2 apare cu totul accidental, ca micí vinişoare asociate exclusiv cu pentlanditul, pe seama căruia s-a şi format. Se găseşte în cantităţi mult mai mici decît în celelalte iviri de serpentină studiate de noi.

Comparînd rezultatele studiului microscopic asupra serpentinelor nichelifere de la Gura Văii cu cele obţinute asupra serpentinelor nichelifere studiate anterior (N. Petrulian, Livia Steclaci, 1954, 1958, 1959, 1961), putem afirma că primele se aseamănă cu toate ivirile menţionate în ceea ce priveşte mineralele opace principale : cromit, magnetit I, magnetit II, pentlandit şi bravoit, precum şi în ceea ce priveşte modul de prezentare a nichelului : sulfuri şi substituiri izomorfe ale Fe^{2+} şi Mg^{2+} în silicaţii feromagnezieni. Totuşi, fiecare ivire în parte prezintă particularităţi, atît în compoziţia mineralogică (apariţia de pirotină, calcopirită, valleriit, cubanit, millerit, martit, ilmenit), cît şi în modul de prezentare a mineralelor.

Tabelul

Rezultatele analizelor cantitative şi semicantitative

Nr. probei	Analize cantitative				Analize spectrografice semicantitative				
	S %	Ni %	Ca %	Mg %	Zp.	Zp – p	1 – p	~ 1 %	⩾ 10^{-1} %
101	0,13	0,19	0,0034	37,34	Si, Mg	Fe	—	Cr	Mn —
102	0,14	0,21	0,0087	37,50	Si, Mg	Fe	—	—	Mn, Cr
103	0,14	0,22	0,01	38,05	Si, Mg	Fe	—	Cr	Mn —
201	0,13	0,20	0,0044	38,00	Si, Mg	Fe	—	Cr	Mn —
202	0,12	0,18	0,0044	35,10	Si, Mg	Fe	—	—	Mn, Cr
203	0,14	0,20	0,0066	—	Si, Mg	Fe	Cr	—	Mn —
204	0,13	0,19	0,0044	—	Si, Mg	Fe	—	Cr	Mn —
205	0,16	0,23	0,01	—	Si, Mg	Fe	—	Cr	Mn —
206	0,15	0,22	0,01	—	Si, Mg	Fe	Cr	—	Mn —
207	0,14	0,20	0,005	—	Si, Mg	Fe	—	Cr	Mn —

LEGENDA Zp = zeci de procente
Zp – p = mai mult de 10%
1 – p = 1 – 10%

Serpentinele de la Gura Văii arată o vădită asemănare cu cele din Banat (regiunea Svinița — Ogradina) (N. Petrulian, 1935; N. Petrulian, Livia Steclaci, 1954), de care se deosebesc totuşi

prin existența concrețiunilor de tip eutectic pentlandit-silicați și pentlandit-magnetit. Grăunții izolați de pentlandit în masa de silicați (tip „cer înstelat") sînt asemănători cu cei întîlniți în serpentinele din Munții Sebeș — Dealul Negru (N. Petrulian, Livia Steclaci, 1958).

2. CONSIDERAȚII GEOCHIMICE

Studiul geochimic al serpentinelor de la Gura Văii a urmărit elucidarea compoziției în elemente majore și minore, precum și a relațiilor dintre ele, în baza datelor obținute din cercetările mineralogice. În acest scop au fost analizate spectrografic semicantitativ 10 probe, selecționate dintre cele mai reprezentative. Desigur, problema nichelului a rămas, ca și în cercetările anterioare, prima preocupare a studiului nostru. Ca urmare, Ni, S, Co și parțial Mg au fost urmărite prin analize chimice cantitative cît mai riguroase.

Analizele generale semicantitative (tabelul nr. 1) arată, pe lîngă prezența elementelor majore constitutive ale mineralelor identificate la microscop (Si, Mg, Fe, Cr, Al), o serie de elemente minore : Mn, Ti, V,Na, Ca, B, Zn, Pb, Cu, Sb și sporadic, Ge și Ga. Mn, Ti și Zn sînt substituenți

nr. 1

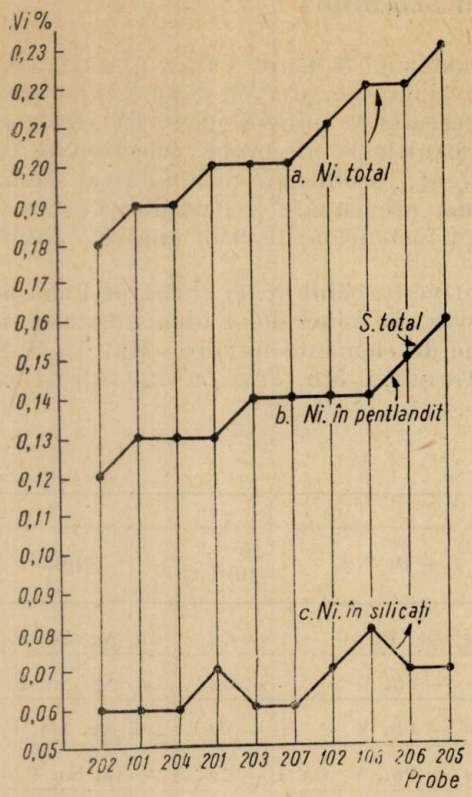
ale probelor de serpentină de la Gura Văii

ordin de mărime al conținutului

$\sim 10^{-2}$ %	10^{-2}—10^{-3} %	$\sim 10^{-3}$ %	10^{-3}— —10^{-4} %	Lipsă
Al, Na, Ti, B, Zn, Sb	V — — — — Zn, Sb	Ca, Ge, Pb — —	— Cu	Ga, Ag, Sn, P —
— Na, Ti, B, Zn, Sb	— Al, Ca — — — —	— — Pb, V —	— Cu	Ga, Ag, Sn, P, Ge
Al, Na — B, Zn, Sb	— — — Ti — — —	Ca — Pb, V —	— Cu	Ga, Ag, Sm, P, Ge
Al, Na, Ti — Zn, Sb	V — — — B — —	Ca — Pb., V, Ga	— Cu	— Ag, Sn, P, Ge
Al, Na, Ti — Zn, Sb	V — — — B — —	Ca — — — —	Pb, Cu	Ga, Ag, Sn, P, Ge
— Na, Ti — — Sb	— Al, Ca — B, Zn —	— Ge — V —	Pb Cu	Ga, Ag, Sn, P, —
Al, Na — B, Zn —	— — — Ti — — Sb	Ca — — V —	Pb, Cu	Ga, Ag, Sn, P, Ge
— Na, Ti, B, Zn —	V, Al, Ca — — — Sb	— — Pb — Ga	— Cu	— Ag, Sn, P, Ge
Al, Na, Ti, B — Sb	V_1 — Ca — — Zn —	— — Pb — —	— Cu	Ga, Ag, Sn, P, Ge
Al, Na — B — —	—Al, Ca, Ti —Zn, Sb	— Ge — V —	Pb. Cu	Ga, Ag, Sn, P —

izomorfi uzuali ai Fe și Mg din silicații rocilor ultrabazice, datorită asemănărilor de rază ionică și capacității de polarizație. Vanadiul este însoțitor obișnuit al titanului. Un caz interesant îl prezintă borul. Literatura

de specialitate (M. V. Goldschmidt, 1954; K. Rankama, G. Th. Sahama, 1966) menţionează posibilitatea ca borul să substituie în proporţie redusă siliciul din tetraedrele de SiO_4, mai ales în perioada magmatică, în care nu a început degajarea acestui element volatil. Totodată, siliciul din tetraedrele de SiO_4 poate fi substituit şi de germaniu, însă



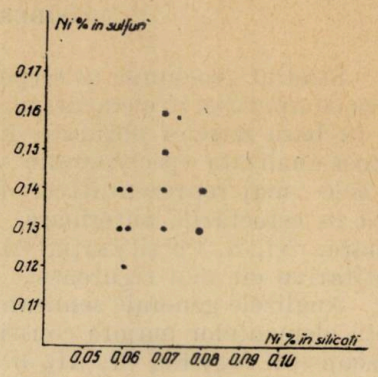


Fig. 2. — Variaţia conţinutului în Ni din sulfuri raportat la Ni din silicaţi.

Fig. 1. — Variaţia comparativă a conţinutului în Ni total, Ni în pentlandit şi Ni în silicaţi în serpentinele de la Gura Văii.

acesta, cu rază ionică ceva mai mare, se va concentra pe măsură ce diferenţierea magmatică va progresa. În această fază incipientă a diferenţierii, germaniul este încă sporadic. Situaţia este analogă în privinţa galiului, substituent al aluminiului. Celelalte elemente minore semnalate (Na, Ca, Pb, Sb, Cu) pot proveni din însăşi topitura magmatică, din procese de asimilaţie, ori din alte procese ulterioare.

Urmărind problema nichelului din serpentinele de la Gura Văii, menţionăm că acestea prezintă o particularitate în compoziţia lor mineralogică pe care nu am întînit-o decît cu totul parţial în probele de serpentine din alte regiuni studiate anterior (N. Petrulian, 1935; N. Petrulian, Livia Steclaci, 1954, 1958, 1959, 1961): nichelul apare aproape exclusiv ca pentlandit $(Fe, Ni)_9 S_8$, care de altfel este şi unica sulfură prezentă. Cu totul sporadic se formează, pe seama pentlanditului, bravoit $(Fe,Ni)S_2$, care însă poate fi complet neglijat cantitativ. Această situaţie deosebită ne oferă posibilitatea de a calcula cantitatea de nichel

care se găseşte în pentlandit şi cea aflată în silicaţi ca substituent izomorf al Mg^{2+} şi Fe^{2+}.

Literatura de specialitate (Ch. Palache şi colab., 1946; P. Picot, 1959) arată că în pentlandit raportul Fe :Ni este în mod obişnuit 1 :1. Pentlanditul conţine deci 32,55% Fe, 34,22% Ni, 33,23% S. Bazaţi pe aceste date şi cunoscînd cantitatea de S% şi Ni% din serpentinele de la Gura Văii am putut calcula repartiţia nichelului între sulfuri şi silicaţi, precum şi raportul $\frac{\text{Ni în pentlandit}}{\text{Ni în silicaţi}}$, Totodată am calculat raportul $\frac{\text{Ni}}{\text{Co}}$, $\frac{\text{Ni în pentlandit}}{\text{Co}}$ şi $\frac{\text{Ni în silicaţi}}{\text{Co}}$ (tabelul nr. 2 şi fig.1 şi 2).

Tabelul nr. 2

Repartizarea nichelului între sulfuri şi silicaţi în serpentinele de la Gura Văii

Nr. pr.	Conţinut (%) în proba brută				Ni, % în pentlandit Ni_p	Ni, % în Silicaţi Ni_s	Rapoarte			
	S	Ni	Co	Mg			$\frac{Ni_p}{Ni_s}$	$\frac{Ni}{Co}$	$\frac{Ni_p}{Co}$	$\frac{Ni_s}{Co}$
101	0,13	0,19	0,0034	37,34	0,13	0,06	2,1	56	38,3	17,6
102	0,14	0,21	0,0087	37,50	0,14	0,07	2,0	24,5	16,1	8
103	0,14	0,22	0,01	38,05	0,14	0,08	1,75	22	14	8
201	0,13	0,20	0,0044	38,00	0,13	0,07	1,86	45,5	30	15,9
202	0,12	0,18	0,0044	35,10	0,12	0,06	2,0	43	27,5	13,6
203	0,14	0,20	0,0066	—	0,14	0,06	2,33	30,3	21,1	9,1
204	0,13	0,19	0,0044	—	0,13	0,06	2,1	56	30	13,6
205	0,16	0,23	0,01	—	0,16	0,07	2,3	23	16	7
206	0,15	0,22	0,01	—	0,15	0,07	2,1	22	15	7
207	0,14	0,20	0,005	—	0,14	0,06	2,33	38	28	12

Rezultatele obţinute prezintă o concordanţă mulţumitoare. Din cantitatea totală de nichel existentă în probele de serpentină (0,18—0,23% Ni), circa două părţi se găsesc în pentlandit (0,12—0,16% Ni), şi o parte în silicaţi ca substituent izomorf (0,06—0,08 % Ni). Raportul $\frac{\text{Ni în sulfuri}}{\text{Ni în silicaţi}}$ fluctuează între 1,75 şi 2,33 (în medie 2,09). Prin urmare, în serpentinele de la Gura Văii nichelul îşi manifestă în primul rînd calcofilia. Numai restul de nichel — circa 1/3 din cantitatea iniţială —, rămas disponibil după formarea pentlanditului, îşi manifestă litofilia, pătrunzînd în silicaţii de fier şi magneziu. Acest proces este scos în evidenţă şi de alura curbelor a, b şi c din figura 1.

Curbele reprezentative a — Ni total şi b — Ni din pentlandit au o alură asemănătoare, demonstrînd că răspund unor legi dominante în procesul de formare (calcofilia netă a nichelului). Curba c—Ni din silicaţi are o alură mai puţin regulată, deoarece reprezintă un proces subordonat unor legi mai puţin pregnante (litofilia nichelului se manifestă subordonat calcofiliei sale).

Raportul destul de constant $\frac{\text{Ni în sulfuri}}{\text{Ni în silicaţi}}$ este atestat şi de figura 2, în care punctele reprezentative se grupează în domeniul central al diagramei.

În ceea ce priveşte conţinutul în cobalt al serpentinelor, acesta este mic şi prezintă fluctuaţii mai mari (0,0034—0,01%Co) şi destul de neaşteptate. Se ridică problema dacă cobaltul este substituent al nichelului în totalitatea sa, a nichelului din sulfuri, a nichelului din silicaţi, sau este independent de acest element, urmărind Fe^{2+} din silicaţi cu care prezintă asemănare mare de rază ionică. Raportul $\frac{\text{Ni total}}{\text{Co}}$ prezintă fluctuaţii destul de mari (22—56). Celălalt raport, $\frac{\text{Ni în pentlandit}}{\text{Co}}$, variază însă mai mult (14—38,3), de altfel ca şi raportul $\frac{\text{Ni în silicaţi}}{\text{Co}}$ (7—17,6). Aceste variaţii arată că, chiar dacă între nichel şi cobalt ar exista un oarecare paralelism de migraţie în ansamblu, repartizarea cobaltului între sulfuri şi silicaţi nu este în nici un caz analogă cu cea a nichelului. Este chiar mai probabil ca cobaltul să urmărească parţial nichelul şi parţial fierul din silicaţi; în acest caz, rapoartele calculate nu mai pot reflecta acest proces prea complex.

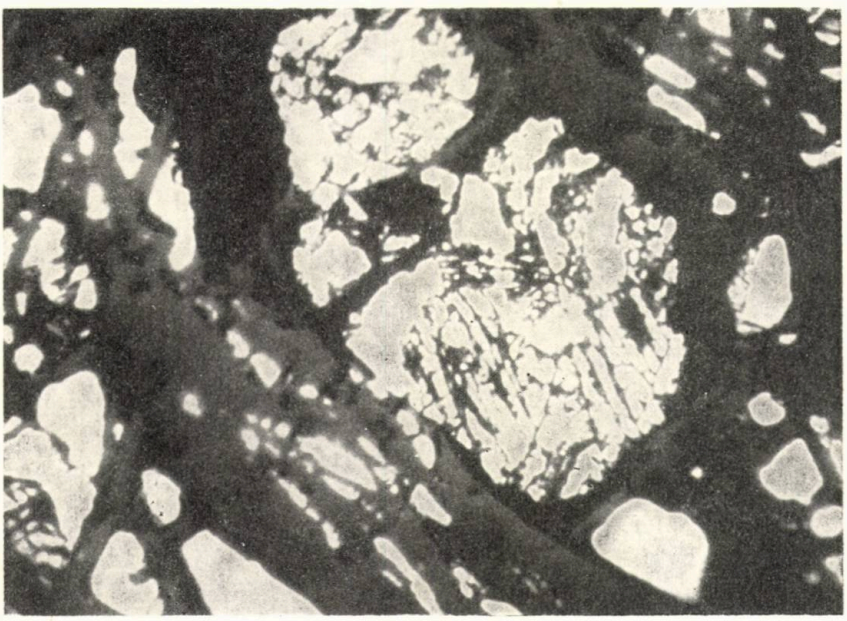
3. CONSIDERAŢII GENETICE

Ca şi în cazul ivirilor de serpentine nichelifere studiate anterior (Banat, M-ţii Sebeş, M-ţii Perşani etc.), serpentinele de la Gura Văii s-au format printr-un proces de autometamorfism hidrotermal al unor roci intrusive de tip peridotitic, rezultate din diferenţierea unei magme bazice. În compoziţia chimică a acestei magme au existat, în afara elementelor ce au participat la cristalizarea principală a silicaţilor, mici cantităţi de Ni, Co, S şi Cr. Privitor la migrarea acestor elemente şi în special a Ni şi S, modul de prezentare a mineralelor, constatat prin observaţiile microscopice, a ridicat o serie de probleme noi, care, fără a contrazice constatările anterioare, permit noi precizări de detaliu ale proceselor magmatice. Astfel, faptele de observaţie care ne-au atras atenţia au fost concreşterea intimă, tip eutectic, dintre silicaţi şi pentlandit (pl. I, fig. 1 şi 2), precum şi concreşterea de acelaşi gen de magnetit şi pentlandit (pl. III, fig. 5 şi 6). Aceste concreşteri sînt destul de frecvente, mai ales primele, şi se întîlnesc aproape totdeauna în asociaţie cu magnetit I. În plus, este important faptul că cunoaştem repartizarea nichelului între sulfuri şi silicaţi (aprox. 2 : 1).

Putem considera, pe baza acestor constatări, că picăturile lichide de sulfuri, separate iniţial din magma de silicaţi la temperatură ridicată, au constituit „centre de cristalizare" (poate favorizate şi de atracţie magnetică) pentru viitorii grăunţi de magnetit care s-au consolidat împrejurul lor; totodată, cristalizarea magnetitului I continuînd, în timp ce picătura captivă rămînea încă în stare lichidă, spinelul de fier trimitea spre interiorul picăturii o reţea de mici apofize, uneori orientate, care izolau porţiuni din ce în ce mai reduse de sulfură topită, constituind fiecare în parte cîte un sistem complet închis. În aceste condiţii de răcire, cristalizarea picăturilor de sulfuri, ce aveau încă dizolvate la temperatură înaltă oarecare

Secțiune lustruită. Fig. 1. Mărire 1 200×.
Imersie în ulei.

Magnetit I a (cenușiu închis) dispus în formă de rețea ce conține grăunți liberi de pentlandit (alb) și concreșteri grafice de pentlandit cu silicați (negru).

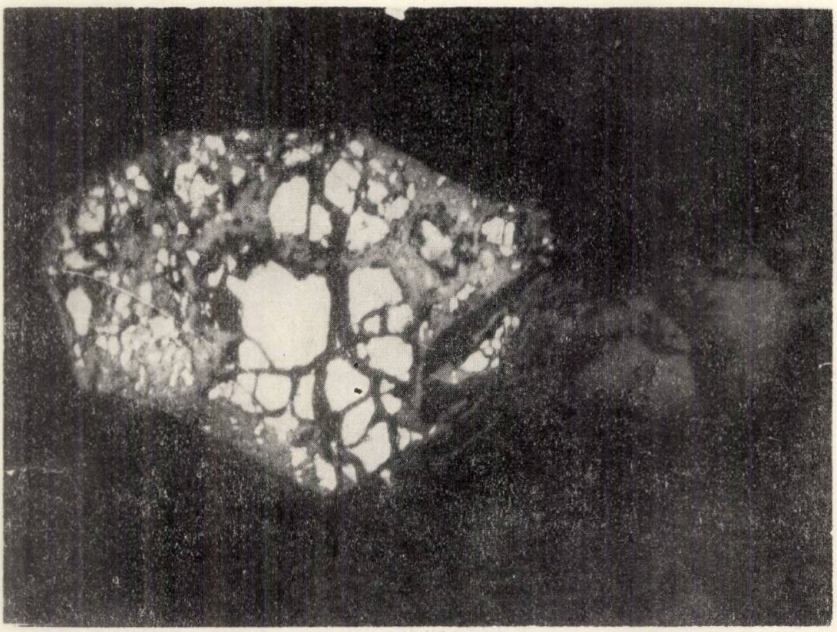


Secțiune lustruită. Fig. 2. Mărire 1 200 ×.
Imersie în ulei.

Partea centrală a unui grăunte scheletic de magnetit I a (cenușiu închis), cuprinzînd concreșteri grafice orientate de pentlandit (alb), silicați (negru) și grăunți liberi de pentlandit.

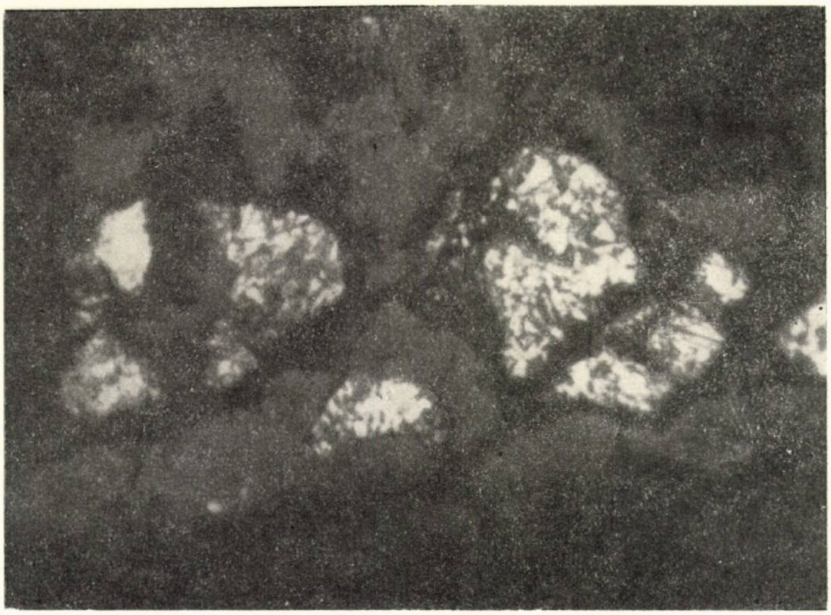
Secțiune lustruită. Fig. 3. Mărire 1 200 ×.
Imersie în ulei.

Inel de magnetit I a (cenușiu închis) și lamele orientate de magnetit I b (cenușiu închis) dispuse în rețea, în interiorul căreia se văd grăunți de mărimi și forme variate de pentlandit (alb), liberi sau asociați cu silicați (negru).



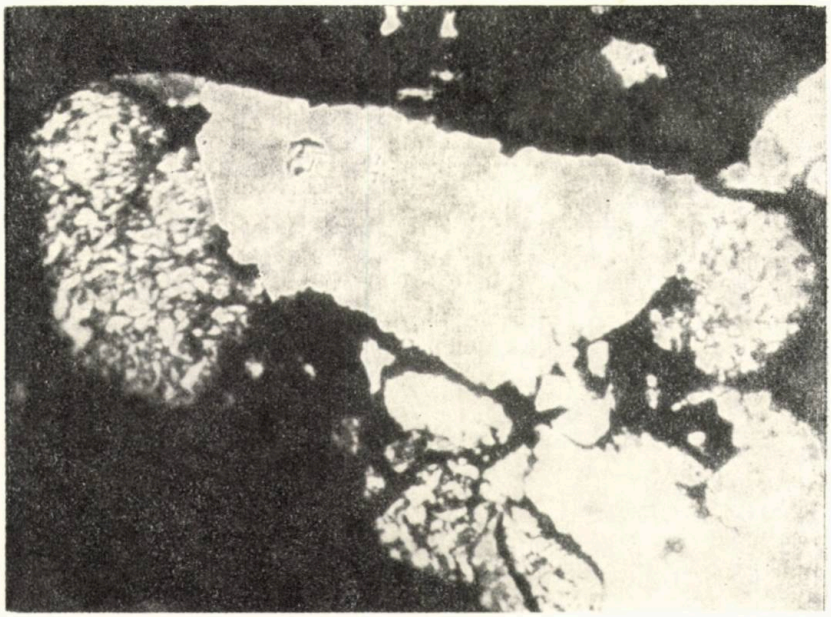
Secțiune lustruită. Fig. 4. Mărire 250×.
Imersie în ulei.

Mozaic de grăunți de pentlandit (alb) străbătuți de o rețea de silicați (negru). În magnetit I (cenușiu) se observă numeroase incluziuni fine de pentlandit.



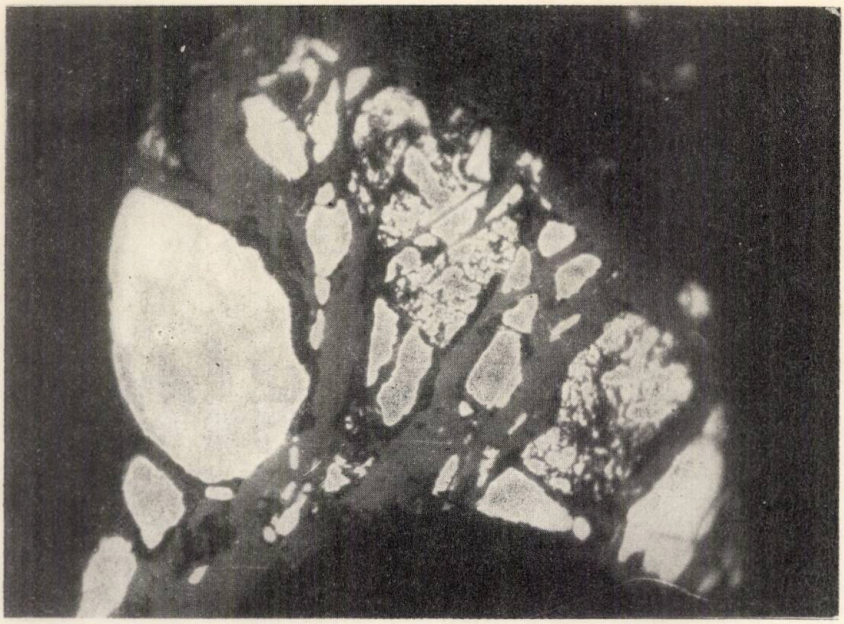
Secțiune lustruită. Fig. 5. Mărire 2 000 ×.
Imersie în ulei.

Concreșteri de tip eutectic între magnetit I b (cenușiu) și pentlandit (alb), localizate în ochiurile rețelei de magnetit I a.



Secțiune lustruită. Fig. 6. Mărire 2 000 ×.
Imersie în ulei.

Grăunte de pentlandit (alb) asociat cu concreșteri grafice de pentlandit-magnetit I b (cenușiu închis) inclus în silicați (negru).



Secțiune lustruită. Fig. 7. Mărire 800 ×.
Imersie în ulei.

Grăunte de pentlandit (alb) străbătut de o rețea de magnetit I b (cenușiu deschis) și filonașe de minerale de gangă (negru). Între pentlandit și gangă apar concreșteri grafice.

Secțiune lustruită. Fig. 8. Mărire 100×.
Imersie în ulei.

Ansamblu, cuprinzînd grăunte de pentlandit (alb) înconjurat și străbătut de rețea de magnetit I b (cenușiu deschis) și de gangă (negru).

cantităţi de silicaţi şi un exces de fier, se apropia mult de condiţiile ilustrate printr-o diagramă a unui sistem binar de componenţi complet miscibili la temperatură ridicată şi complet imiscibili la temperatură scăzută, avînd un eutectic. Componenţii au fost, după caz, sulfuri şi silicaţi, respectiv sulfuri şi magnetit, cu predominanţa cantitativă a sulfurilor. Conform diagramei menţionate, este cunoscut faptul că sistemele binare de componenţi imiscibili (A şi B) duc, prin consolidare, la formarea de cristale de A (respectiv B) + eutectic de A + B. Într-adevăr, în probele cercetate apar grăunţi liberi de pentlandit, avînd în imediata vecinătate eutectice de pentlandit-silicaţi sau pentlandit-magnetit. Firește, apariţia eutecticelor, ca şi întregul mers al procesului de cristalizare, nu ar fi putut urmări fidel diagrama de echilibru într-o topitură importantă (magmă), deoarece cristalizarea ar fi fost considerabil influenţată de numeroşi alţi factori ca : viscozitate, curenţi de convecţie, imposibilitatea omogenizării topiturilor etc.

Încercările de sinteză a asociaţiei pentlandit-magnetit, efectuate de noi (N. Petrulian, Livia Steclaci, 1961), dau şi o altă explicaţie formării magnetitului I asociat cu pentlanditul, şi anume că provine din oxidarea unei părţi din fierul sulfurii iniţiale.

Sulful din topitura magmatică a captat cantitatea corespunzătoare de nichel, nereuşind să preia decît 2/3 din nichelul total, 1/3 din nichel fiind captată de Fe^{2+} şi Mg^{2+} din silicaţi. În ceea ce priveşte cobaltul, migraţia lui este mai complexă. El este captat parţial de nichel şi parţial de Fe^{2+} (poate şi Mg^{2+} din silicaţi).

Procesul de serpentinizare survenit ulterior a dus la o îmbogăţire relativă în nichel a silicaţilor, datorită Fe^{2+} care s-a oxidat parţial la Fe^{3+}, expulzat ca magnetit II ; totodată s-au mai format cromit II, pe seama cromitului, precum şi cantităţi reduse de bravoit pe contul pentlanditului.

În concluzie, studiul serpentinelor nichelifere de la Gura Văii a confirmat consideraţiile noastre geochimice asupra migrării nichelului în rocile ultrabazice serpentinizate, aducînd şi oarecare clarificări privitoare la unele aspecte ale proceselor de imiscibilitate şi cristalizare a sulfurilor de nichel.

DAS NICKEL IN DEN SERPENTINEN VON GURA VĂII

ZUSAMMENFASSUNG

Die Serpentinen von Gura Văii (Banat) gehören dem Apoharzburgit-Typ an und sind aus Antigorit und Chrysotil mit seltenen Olivinresten, Bastit, Tremolit, Chlorit und Magnesit gebildet. Die undurchsichtigen Mineralien sind durch Chromit (zwei Generationen), Magnetit (zwei Generationen), Pentlandit und Bravoit (selten) dargestellt. Diese Serpentinen unterscheiden sich am meisten von den anderen ähnlichen Gesteinen Rumäniens, die von uns studiert wurden [2], [9], [10], [11], [12], durch die Anwesenheit von Verwachsungen eutektischen Typs (graphisch) von Pentlandit-Silikaten und Pentlandit-Magnetit (Abb. 5,6).

Vom geochemischen Standpunkt aus gesehen, sind diese Serpentinen die einzigen welche die Möglichkeit einer Berechnung der Verteilung des

Ni (etwa 0,2%) zwischen Sulfiden und Silikaten bieten, da diese ein einziges Sulfid enthalten, das Pentlandit. Die Sulfide haben einen Nickelgehalt von etwa 0,12%, die Silikate etwa 0,06%, so daß das Verhältnis $\frac{\text{Ni Sulfid}}{\text{Ni Silikat}}$ ungefähr 2 beträgt (Tab. 2). Demzufolge ist in der magmatischen Schmelze das Nickel vorwiegend kalkophil und untergeordnet litophil.

Cobalt ist in kleinen Mengen vorhanden (0,0034—0,01%) und ersetzt teilweise Ni, Fe^{2+} und Mg^{2+} aus den Silikaten. Die übrigen Spurenelemente, deren Anwesenheit durch halbquantitative Analysen bewiesen wurde, sind : Mn, Ti, V, Na, Ca, B, Zn, Pb, Cu, Sb und stellenweise Ge und Ga (Tab. 1). Einige dieser Elemente wie Mn, Ti, Zn sind isomorphe Substituenten des Fe^{2+} und Mg^{2+} aus den Silikaten. V ist das Ersatzelement des Ti ; die übrigen Elemente sind aus einem anderen Milieu entnommen. Bemerkenswert ist die Anwesenheit des B (bis zu 10^{-2} %), welches nach Literaturhinweisen [4], [15] das Silizium in den SiO_4 Tetraedren in kleinen Mengen ersetzen kann, dies aber in einer früheren magmatischen Periode, vor der Borentlassung.

BIBLIOGRAFIE

Azais H., Bouladon I., Sainfeld P. (1960), *Le problème du nickel dans les serpentines du Cap Corse*, Rapport BRGM, aprilie.

Codarcea Al. (1934), *Considérations tectoniques générales résultant d'un nouvel examen de la coupe des Portes de Fer (Vîrciorova)*, C. R. Inst. Géol. Roum., **22**.

Fersman A. E., (1939), *Geochimia*, 4 NKXII-CCCR, Gosudarst. naucin — tehn izdat. himiceskoi literaturî, Leningrad.

Goldschmidt M. V. (1954), *Geochemistry*, Londra.

Hawley E. J., Colgrove L. G., Zurbrigg F. H. (1943), *The Fe—Ni—S system*, Ec. Geology, **5**, *38*.

Newhouse H. W. (1927), *The equilibrium diagram of pyrrhotite and pentlandite and their relations in natural occurrences*, Ec. Geology, *22*.

Palache Ch., Berman H., Frondel C. (1946), *The system of mineralogy of James Dwight Dana and Edward Salisbury Dana*, New York, **1**.

Petrulian N. (1935), *Étude chalcographique des chromites du Banat*, Bull. Soc. Roum. de Géologie, **2**.

Petrulian N., Steclaci Livia (1954), *Contribuţii la studiul serpentinelor nichelifere din R.P.R.— Serpentinele din Banat*, Bul. Şt., secţ. de şt. biol., agr., geol. şi geogr., **7**, *3*.

Petrulian N., Steclaci Livia (1958), *Le nichel dans les roches ultrabasiques serpentinisées des monts Sebeş (Carpathes méridionales)*, Rev. de Géol. et de Géogr., **2**, *2*.

Petrulian N., Steclaci Livia (1959), *Studiul serpentinelor nichelifere din nordul Munţilor Perşani*, în : *Omagiu lui Traian Săvulescu cu prilejul împlinirii a 70 ani*, Edit. Academiei R.P.R.

Petrulian N., Steclaci Livia (1961), *Some aspects of the nickel geochemistry inthe serpentinized ultrabasic rocks of the Roumanian People's Republic.*, St. cerc. geol., **5**, *1*.

Picot P. (1959), *Sur la présence de minerais métalliques nickélifères dans les serpentines*, Bull. Soc. fr. Miner. — Crist.

Ramdohr P. (1955), *Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen*, Akademie-Verlag, Berlin.

Rankama Kal., Sahama G. Th. (1964), *Geochemistry*, The University of Chicago Press,Chicago, Illinois, U.S.A.

Routhier P. (1963), *Les gisements métallifères*, Ed. Masson, Paris.

Primit în redacţie
la 7 mai 1969

*Institutul de petrol,
gaze şi geologie*

STUDIUL PETROGRAFIC ŞI MINERALOGIC AL MINERALIZAŢIILOR DE BARITINĂ DE LA OSTRA

DE

V. IANOVICI, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România,
D. GIUŞCĂ, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România,
FL. TĂNĂSESCU şi G. PITULEA

55 (05)

Mineralizaţiile de baritină de la Ostra sînt localizate în zona cristalino-mezozoică a Carpaţilor Orientali, în extremitatea sudică a cuvetei mezozoice marginale a Rarăului.

I. EVOLUŢIA CERCETĂRILOR ASUPRA GEOLOGIEI REGIUNII ŞI A MINERALIZAŢIILOR DE LA OSTRA

În 1958, Fl. Tănăsescu şi G. Pitulea[1] reiau studiul amănunţit al extremităţii sudice a cuvetei Rarăului, aducînd date noi referitoare la formaţiunile cristalofiliene şi sedimentare, precum şi precizări privind evoluţia tectonică a regiunii (Fl. Tănăsescu, G. Pitulea, Fl. Băncilă, 1963). Cu această ocazie, semnalează, pentru prima dată în Carpaţii Orientali, existenţa unor interesante mineralizaţii de baritină şi witherit, care ulterior s-au dovedit a prezenta un deosebit interes economic [2].

În 1960, D. Constantinof şi colab. [3] cercetează partea sudică a regiunii, arătînd caracterul mezozonal al gnaiselor de Rarău, precum

[1] Fl. Tănăsescu şi G. Pitulea, *Raport asupra prospecţiunilor pentru sulfuri polimetalice în regiunea Slătioara — Gemenea — Holdiţa*, raport, Arh. Com. geol., 1958.

[2] Fl. Tănăsescu, G. Pitulea, *Raport asupra prospecţiunilor pentru sulfuri complexe în regiunea Slătioara — Gemenea şi baritină în sectorul Pîriul Tarniţa — Pîriul Aluniş* raport, Arh. Com. geol., 1960.

[3] D. Constantinof, Tănăsescu Lucia, Bîra N., Puiu V., Puiu Maria, *Raport asupra prospecţiunilor geologice efectuate în regiunea Panaci — Crucea — Ostra*, raport, Arh. Com. geol., 1960.

St. şi cerc. de geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 14, nr. 2, p. 303–315, Bucureşti, 1969

și faptul că ele apar la zi împreună cu micașisturile, paragnaisele și amfibolitele cu care sînt asociate de-a lungul unor falii orientate nord—sud.

În 1962, Fl. Tănăsescu și G. Pitulea publică primele date asupra mineralizațiilor de baritină și witherit, arătînd caracterul lor hidrotermal, iar V. Ianovici, D. Giușcă, Fl. Tănăsescu și G. Pitulea (1963) prezintă un studiu asupra evoluției genetice a zăcămîntului.

În același an, G. Pitulea, Fl. Tănăsescu și Lidia Mînzăraru (1963) prezintă un studiu asupra witheritului din zăcămîntul de baritină.

În perioada 1962—1964, G. Pitulea cercetează în detaliu regiunea Gemenea — Ostra publicînd, în 1965, primul studiu stratigrafic și structural al cristalinului epimetamorfic, iar în 1967 arată poziția în pînză a seriei mezometamorfice de Rarău.

În 1965, G. Pitulea, A. Gurău și Fl. Tănăsescu efectuează un studiu microtectonic al zăcămîntului de la Ostra, iar G. Pitulea și Al. Mușat (1965) prezintă o notă asupra elementelor minore din zăcămînt.

V. Mutihac (1966) aduce date noi asupra depozitelor sedimentare din regiune, arătînd că partea superioară a complexului carbonatic, considerat pînă atunci werfenian superior-anisian, este de vîrstă doggeriană, iar jaspurile și radiolaritele, considerate ladiniene, sînt în realitate callovian-oxfordiene.

Prezența unor minerale secundare de uraniu în zăcămîntul de la Ostra, sub formă de compuși organici, a fost semnalată de V. Ianovici, G. Pitulea și Maria Lemne (1967).

II. PETROGRAFIA ȘI STRATIGRAFIA REGIUNII

A. Formațiunile cristalofiliene aparțin la două unități tectonice distincte : unitatea mezozonei șariate (seria de Rarău) și unitatea autohtonului epimetamorfic (seria de Tulgheș).

1. Seria metamorfică de Rarău se dezvoltă ca o bandă orientată nord—sud și ocupă în general zona crestelor înalte din regiune. În partea sa bazală este reprezentată printr-un complex de șisturi diaftoritice de 200—300 m grosime (șisturi cuarțitice clorito-biotitice, șisturi cu granat și biotit total cloritizați), peste care urmează un complex de micașisturi și paragnaise ± granat proaspăt, cu intercalații de amfibolite și gnaise amfibolice (50—80 m grosime).

Seria se încheie cu un complex de gnaise oftalmitice de 50—150 m grosime (gnaise de Rarău cu feldspat roz și cenușiu, granognaise).

2. Seria epimetamorfică de Tulgheș este reprezentată în regiunea Ostra prin termenii săi superiori și este formată dintre-un complex vulcano-sedimentogen în bază și un complex terigen în partea superioară.

a. Complexul vulcano-sedimentogen este format dintr-un orizont bazal (300—400 m grosime) de șisturi sericito-cloritoase ± albit (șisturi sericito-cloritoase cu porfiroblaste de albit, șisturi cuarțitice sericitoase, șisturi grafitoase) și un orizont superior (150—200 m grosime) cuprinzînd metatufuri și metatufite acide (porfiroide, tufuri și metatufite acide,

hälleflinte, cuarțite și șisturi cuarțitice limonitizate, precum și rare intercalații de șisturi grafitoase).

b. Complexul terigen (300—400 m) este constituit din șisturi sericito-cuarțitice și șisturi cuarțitice sericito-cloritoase, în care se individualizează un nivel subțire de metatufuri bazice (10—15 m) și un nivel de cuarțite negre grafitoase (8—10 m) (G. Pitulea, 1965).

B. Formațiunile sedimentare încep cu un orizont de conglomerate constituite aproape în exclusivitate din fragmente de cuarțite albe. În partea superioară conglomeratele trec treptat la gresii silicioase cu muscovit. Acest orizont aparține werfenianului inferior (10—20 m). În continuitate de sedimentare urmează un complex carbonatic din dolomite, calcare și calcare dolomitice (250—300 m). Partea inferioară și mediană a acestui complex aparține werfenianului superior-anisianului, iar partea superioară, doggerului. Un orizont subțire (10—15 m) de jaspuri și radiolarite (callovian-oxfordian) încheie ciclul de sedimentare jurasic (V. Mutihac, 1966).

Ultimele depozite ale cuvetei marginale sînt reprezentate prin conglomerate și gresii poligene de vîrstă apțiană. La sud de pîrîul Aluniș, calcarele masive doggeriene lipsesc, jaspurile și radiolaritele repauzînd astfel direct peste dolomitele și calcarele dolomitice werfenian superior-anisiene.

În extremitatea estică a regiunii, cristalinul vine în contact cu flișul vest-intern, în faciesul stratelor de Sinaia.

III. TECTONICA REGIUNII

Formațiunile epimetamorfice formează o serie de cute majore, cu amplitudine mică, scoase în relief în special de complexul vulcano-sedimentogen, unde porfirogenele și hälleflintele, roci competente, au dirijat cutarea. Direcția axului major al structurii variază între 10 și 25° NV și prezintă o afundare axială spre nord.

În contrast cu seria epimetamorfică, seria mezometamorfică este foarte slab cutată, formînd un sinclinal larg în care sînt depuse sedimentele mezozoice ale cuvetei marginale. Acest sinclinal, orientat aproape nord—sud, este rupt și decroșat de mai multe sisteme de falii paralele și perpendiculare pe structură.

Seria mezometamorfică de Rarău este adusă în pînză peste seria epimetamorfică de Tulgheș (G. Pitulea, 1967).

În timpul orogenezei austrice s-au produs dedublări ale flancului estic al sinclinalului, iar complexul cristalino-mezozoic a fost adus în poziție anormală peste flișul vest-intern. Acest contact anormal are înclinări vestice, iar amploarea deplasării este, în această regiune, de cel puțin 800—1 000 m (Fl. Tănăsescu, G. Pitulea, Fl. Băncilă, 1963). În toată regiunea se întîlnesc falii longitudinale care afectează atît cuvertura sedimentară, cît și cristalinul din fundament.

Sinclinalul mezozoic prezintă o afundare axială în partea centrală a regiunii, pe cînd extremitățile, mai ales cea sudică, sînt puternic ridicate;

datorită acestui fapt, stratele de Sinaia apar în fereastră de sub cristalin în bazinul superior al văii Grebenului (Fl. Tănăsescu, G. Pitulea, Fl. Băncilă, 1963).

IV. MINERALIZAȚIILE DE BARITINĂ

Mineralizațiile de baritină au caracter filonian și sînt orientate aproximativ nord—sud, de-a lungul unei fracturi longitudinale.

Filonul prezintă îngroșări și gîtuiri locale — pînă la dispariție — care îi dau un aspect lentiliform, este aproape vertical și vine succesiv în contact cu șisturi sericito-cuarțitice, gnaise de Rarău, calcare dolomitice (werfenian superior-anisian), pentru ca în zona de aflorimente să fie cuprins între calcarele dolomitice, rocile jaspoide callovian-oxfordiene și gresiile apțiene (fig. 1 și 2).

În zona cu grosimi mai importante, la sud de pîrîul Aluniș, filonul prezintă pe o distanță de circa 400 m un relief ruiniform, cu pereți abrupți (fig. 3).

Indicațiile de mineralizații de baritină s-au urmărit pe o distanță de circa 3,5 km, în extremitățile nordică și sudică baritina fiind localizată într-o brecie alcătuită din elemente de porfiroide și cuarțite cristaline.

În partea centrală a filonului baritina este albă, masivă, larg grăunțoasă, lateral trecînd la o baritină cu structură porfirică de culoare albă, slab cenușie. La suprafață, în zona de contact cu rocile jaspoide, baritina porfirică prezintă o structură clastofirică.

La nivelele inferioare ale zăcămîntului baritina cu structură clastofirică se găsește atît la contactul vestic al filonului cu calcarele dolomitice, cît și la contactul estic al acestuia cu gnaisele de Rarău. Se evidențiază astfel o dispoziție zonară, la contactul cu gnaisele de Rarău baritina cu structură clastofirică avînd o dezvoltare mai largă (fig. 4).

La microscop, baritina din partea centrală a filonului prezintă o structură larg grăunțoasă și este formată din cristale inechigranulare dispuse neregulat. Frecvent, în intercalațiile dintre cristale se dezvoltă, cu totul subordonat, o baritină mărunt cristalizată. Cristalele largi prezintă adesea contururi neregulate, sînt concrescute cu cuarț hidrotermal și străbătute de numeroase fisuri. De regulă sînt torsionate și zdrobite, ca efect al proceselor de tectonizare la care a fost supus zăcămîntul chiar în timpul formării sale, ceea ce a permis și circulația soluțiilor ce au depus cuarț, clorit, sideroză, witherit și calcit; unele dintre acestea au rezultat prin fenomene de înlocuire, de pildă înlocuirea baritinei prin witherit și clorit. Pe fisurile cristalelor de baritină larg dezvoltate și zdrobite se observă uneori și o nouă generație de baritină microgranulară cu orientare diferită.

Baritina porfirică se deosebește de baritina masivă prin dezvoltarea de fenocristale prismatice într-o masă de cristale mărunte, care alcătuiesc frecvent jerbe și rozete (pl. I, fig. 1 și 2).

Baritina cu structură clastofirică, care se dezvoltă la suprafață în partea estică a filonului, la contactul său cu rocile jaspoide, este formată din cristale prismatice, transparente (largi de 1—5 cm), intens cataclazate

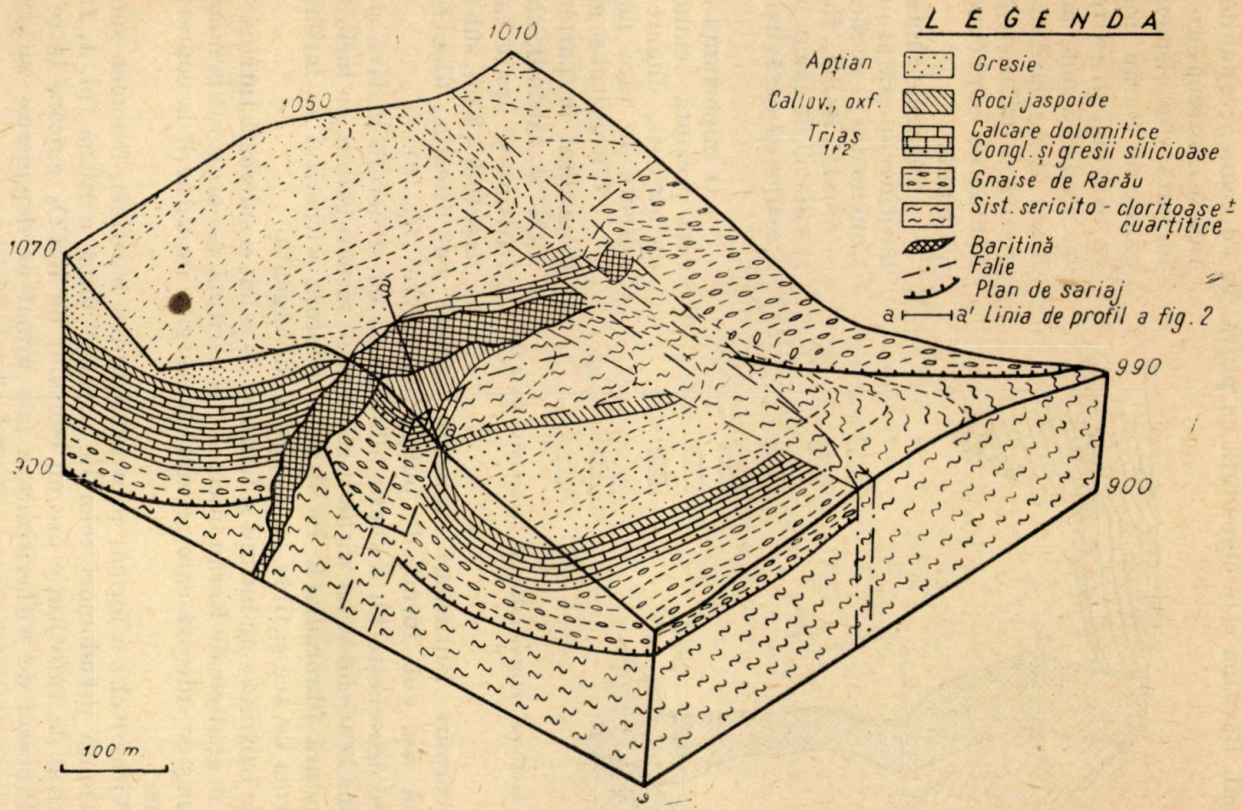


Fig. 1. — Bloc-diagramă în zona corpului principal de baritină de la Ostra.

și dispuse haotic într-o masă limonitică în care se găsesc granule mărunte tabulare de baritină și rare paiete de muscovit.

La nivelele inferioare, baritina clastofirică se dezvoltă în tot corpul principal. Baritina este cimentată cu pirită. În adîncime, corpul de baritină se continuă cu o brecie formată din elemente de gnaise de Rarău injectate cu baritină. În extremitatea nordică a zonei mineralizată însă, baritina albă masivă se întîlnește pînă la limita inferioară cunoscută a filonului.

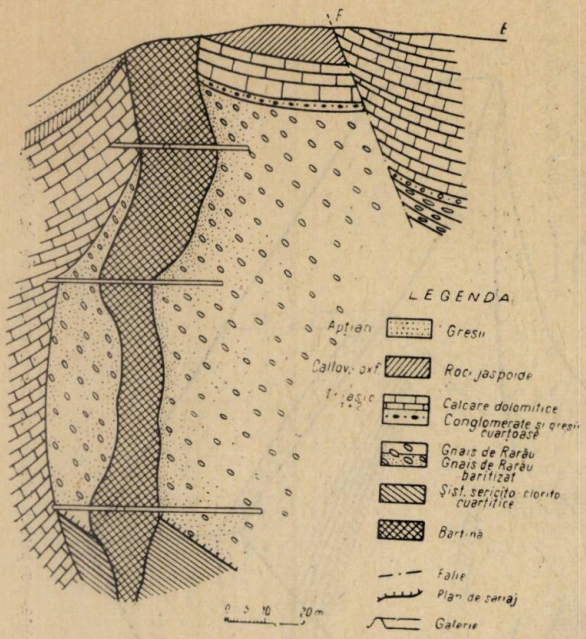


Fig. 2. — Secțiune transversală prin zăcămîntul de la Ostra.

Analizele chimice ale baritinei au arătat un conținut mediu — pe zăcămînt — de 84% $BaSO_4$, fluorina și sulfatul de calciu lipsind aproape cu desăvîrșire.

O importanță deosebită prezintă acumulările de witherit, singurele cunoscute în țara noastră.

Witheritul se găsește în general în partea centrală a zăcămîntului de baritină și apare ca filonașe (0,5—3 m), sub forma unor corpuri lenticulare alungite paralel cu direcția filonului de baritină sau sub formă de pungi neregulate (fig. 5).

Se deosebește un witherit alb-cenușiu cu structură masivă și luciu gras pînă la sticlos și un witherit alb-lăptos, rareori gălbui, cu luciu sticlos și structură fibroradiară. Pe fisurile acestora witheritul se întîlnește și sub formă de ace și fibre cu dispoziție divergentă.

În baritină s-au întîlnit și filonașe de calcit și sideroză. Într-un singur punct, în gnaisele de Rarău injectate cu baritină, s-a observat la microscop un filonaș de sideroză care prezintă o margine de witherit la contactul cu baritina.

Witheritul s-a format prin substituirea baritinei, fenomen subliniat de existența pseudomorfozelor de witherit după baritină (pl. I, fig. 2). Witheritul de substituție are un conținut de $BaCO_3$ cuprins între 70 și 85%. Procesul de witheritizare a fost urmat de depunerea witheritului fibroradiar cu un conținut în $BaCO_3$ pînă la 99%.

Witheritul de la Ostra reprezintă depuneri tardive din soluții hidrotermale de-a lungul unui sistem de fracturi aproape paralel cu direcția

filonului; ele au fost deranjate de fracturile mai noi, în general perpendiculare pe direcția filonului de baritină.

În corpul de baritină și în gnaisele din partea estică a filonului se întîlnesc și depuneri de sulfuri.

Fig. 3. — Aflorimente ruiniforme de baritină.

În partea centrală a zăcămîntului, delimitat de falii, se găsește un corp filonian de sulfuri compacte alcătuit din pirită, blendă, galenă, calcopirită, frecvent marcasită, asociate cu cuarț, baritină și calcit. În aceste sulfuri

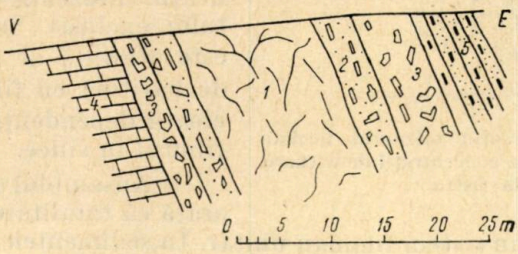


Fig. 4. — Secțiune prin corpul principal de baritină, al orizontul median. *1*, Baritină masivă; *2*, baritină porfirică; *3*, baritină clastofirică; *4*, calcare dolomitice; *5*, gnaise baritizate.

s-a detectat prezența nichelului, cromului, cadmiului, titanului, molibdenului, manganului, aurului și argintului. Deși izolat, considerăm că acest bloc ar putea reprezenta un aspect de adîncime al mineralizației piritoase întîlnită în tot cuprinsul zăcămîntului de baritină și în vecinătatea sa.

În baritină și în gnaisele cataclazate se întîlnesc vine de silice coloidală și bisulfură de fier coloidală, care înglobează sfărîmături de cristale de baritină, de cuarț și rare lamele de biotit cloritizat. Calcitul este ultimul mineral depus. Textura are astfel un caracter brecios. În partea centrală a filonașelor, bisulfura coloidală este compactă, dar spre margine, datorită creșterii conținutului în silice, apare sub formă de plaje sau punctiform. Fragmentele de cuarț au conturul dantelat și o zonă periferică de silice coloidală. Cristalele de baritină din masa de pirită au conturul neted, dar sînt corodate atunci cînd se găsesc prinse în silicea coloidală. Adesea, bisulfura de fier prezintă oglinzi de fricțiune. Prin îmbătrînire silicea tinde să cristalizeze; se observă astfel slabe contururi cristalografice și o concentrare a piritei în dreptul acestora. Spre adîncime, bisulfura de fier se prezintă cristalizată, formînd o masă compactă de pirită în care sînt prinse cristale de baritină albă sau cenușie, uneori larg dezvoltată.

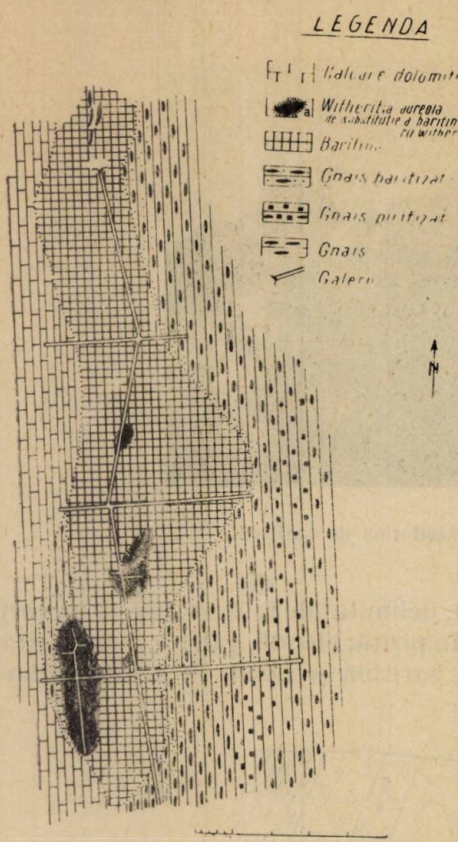


Fig. 5. — Secțiune prin orizontul median al zăcămîntului cu concentrații de witherit de la Ostra.

Aceste filonașe au conținuturi în aur și argint ce scad brusc în zonele terminale sau în ramificații. Prezența aurului și argintului exclusiv în aceste filonașe este atestată de analizele globale de baritină cu filonașe, care reliefează dependența aurului de conținutul în silice.

Ansamblul acestor observații arată că totalitatea depunerilor de sulfuri formează un sistem filonian unitar. În sedimentele apțiene din imediata apropiere a mineralizațiilor de baritină au fost întîlnite depuneri similare de pirită.

Dintre rocile cu care vine în contact filonul de baritină, gnaisele din partea estică a zăcămîntului arată transformări remarcabile. Gradul lor avansat de brecifiere se datorește proceselor tectonice care au precedat și însoțit formarea zăcămîntului. Studiul lor a permis reconstituirea mecanismului de formare al mineralizațiilor de baritină.

În vecinătatea imediată a corpului de baritină, gnaisele sînt milonitizate și baritizate, apărînd ca o masă mărunt zdrobită, în care procesul de înlocuire a feldspatului și chiar a cuarțului prin baritină este foarte dezvoltat. În asociație se întîlnesc brecii de gnaise baritizate, cimentate

de cele mai multe ori cu o nouă generație de baritină. Cu depărtarea de baritină cataclazarea este mai puțin pronunțată și se trece la o rețea neregulată și rară de fisuri umplute cu baritină. Filonașele cu baritină sînt întrerupte frecvent de fisuri mai tinere cu umplutură caolinoasă, care se urmăresc și în corpul de baritină. În aceste gnaise intens cataclazate, soluțiile hidrotermale au circulat pe fisuri în care au depus baritina și minerale asociate din care s-au dezvoltat și procesele de metasomatoză.

Prin intense fenomene de silicifiere se ajunge la formarea unei mase de cuarț fin grăunțos, cu cuiburi mai larg dezvoltate. Acest cuarț hidrotermal este dispus pe fisuri, în goluri, sau substituie componentele gnaisului, este microgranular și rareori idiomorf. Din examinarea secțiunilor subțiri a rezultat că sînt mai multe generații de cuarț.

Asociat cuarțului se întîlnește frecvent clorit hidrotermal depus pe fisuri, pe suprafețele de șistozitate, precum și pe fisurile mineralelor din gnaise și șisturile sericito-cuarțitice. Același clorit se întîlnește de asemenea în corpul de baritină și chiar în calcarele dolomitice, dar mai puțin abundent. Cloritul este incolor și dispus în rozete. Frecvent substituie cristale de baritină, iar uneori înlocuiește feldspatul din gnaise. În gnaise, și mai rar în corpul de baritină, pe fisuri s-a întîlnit și sideroză (uneori ankerit) sub formă de granule și chiar ca romboedri, asociată uneori cu plajele de clorit. Calcitul apare în general la partea superioară a zăcămîntului.

Examinînd relațiile de succesiune la diferitele parageneze întîlnite în corpul de baritină și în gnaisele baritizate, rezultă că ordinea generală de depunere a fost : cuarț I, clorit I, baritină I, sideroză, cuarț II, sulfuri polimetalice, clorit II, baritină II, witherit, calcit.

În fisurile calcarelor din partea vestică a zăcămîntului, în afară de silice și clorit, se întîlnește baritină probabil de natură secundară.

Interesante procese secundare se întîlnesc mai ales în zonele cu concentrații de witherit, în care apar goluri de 0,2 —0,3 m unde, direct pe witherit, s-a depus baritină în agregate de cristale lanceolate (pl. I, fig. 4). Apar și forme sferice, avînd centrul format din witherit, îmbrăcat într-o crustă subțire de baritină pigmentată cu oxizi de fier, alcătuită dintr-o infinitate de cristale aciculare dispuse divergent (fig. 6). Pe această crustă se dezvoltă frumoase agregate radiolare lanceolate, care dau forme de mușchi, snopi etc. (fig. 7 și 8).

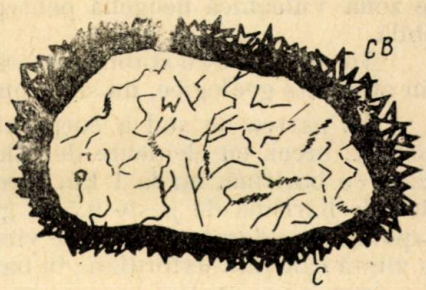


Fig. 6. — Secțiune printr-un agregat sferoidal de witherit și baritină. *w*, Witherit, C, crustă de baritină îmbrăcată într-o pojghiță de oxizi de fier ; *CB*, cristale de baritină (micșorat 2x).

Cristalele lanceolate sînt sărace în fețe și provin din asocierea pinacoidului bazal (001) și prismei (110). Unghiul (110) ; (1$\bar{1}$0) = 102°.

Sub acțiunea apelor descendente witheritul se solubilizează, iar în contactul cu ionul SO_3^{2-} produs prin oxidarea piritei se depune baritină.

Fenomene similare descrie F. Ahlfeld (1934) în zăcămîntul de baritină și witherit de la Arpaklen, R.S.S. Turkmenă.

Din soluțiile descendente s-au depus sporadic și agregate reniforme de gips ușor pigmentat cu oxizi de fier.

Analizînd succesiunea generală de depunere a mineralelor în raport cu diferitele sisteme de fisuri întîlnite în gnaisele baritizate și în corpul de baritină, rezultă că în formarea zăcămîntului pot fi distinse mai multe faze :

1. brecifierea, milonitizarea gnaiselor și apariția fracturii principale ;
2. baritizarea gnaiselor și formarea filonului de baritină ;
3. formarea breciilor din gnaisele baritizate și a baritinei clastofirice din corpul de baritină ;
4. depunerea celei de-a doua generații de baritină cu care poate fi paralelizată depunerea sulfurilor polimetalice din corpul de baritină și din gnaise cu formarea rețelei de vine de bisulfuri de fier și opal, precum și a witheritului localizat în filonul de baritină ;
5. apariția unui nou sistem de fisuri „sterile" aproape perpendicular pe direcția zăcămîntului, cu liniații de striuri de alunecare, care afectează atît baritina și witheritul, cît și gnaisele baritizate ;
6. transformarea secundară a witheritului în baritină.

V. CONSIDERAȚII ASUPRA GENEZEI ȘI VÎRSTEI MINERALIZAȚIILOR

Filiația magmatică a zăcămintelor de baritină de la Ostra este neclară deoarece nu se cunosc în regiune corpuri intrusive la care ar putea fi asociată.

Astfel, nu s-au observat relații între mineralizațiile postmetamorfice și dyke-urile sau sillurile de diabaze, camptonite, gabbrodiorite etc. cunoscute între Leșul Ursului, Broșteni și Rarău — Pojorîta, paralelizate cu erupțiile inițiale cretacice.

Pe de altă parte, aceste mineralizații se găsesc la distanțe mari față de zona vulcanică neogenă pentru ca o legătură genetică să apară plauzibilă.

Încercările de a stabili această filiație, precizînd vîrsta mineralizațiilor din alte date geologice, nu sînt concludente.

În partea de sud a corpului principal de baritină s-au întîlnit, la contact, brecii cu elemente de calcare triasice și șisturi cristaline mineralizate cu baritină, iar la 1 km spre sud de corpul principal s-a întîlnit un filon de baritină de peste 0,5 m grosime între calcarele triasice și zonele jaspoide considerate înainte de vîrstă anisian-ladinian, iar în ultimul timp de vîrstă calovian-oxfordian ; în baritină se găsesc enclave de roci jaspoide.

Din aceste fapte rezultă neîndoios că mineralizația este mai tînără decît rocile jaspoide. În afară de aceste elemente sigure, contactul baritinei cu depozitele apțiene (fig. 9), precum și prezența unor mineralizații de pirită în gresiile apțiene poate sugera o vîrstă mai nouă decît aceste depozite.

În această ordine de idei, ne apare semnificativ faptul că nu numai mineralizațiile de la Ostra, dar și alte mineralizații postmetamorfice din zona cristalină se situează exclusiv în zona sa marginală, aproape de contactul foarte înclinat cu flișul cretacic. Deși nu se cunosc intruziuni

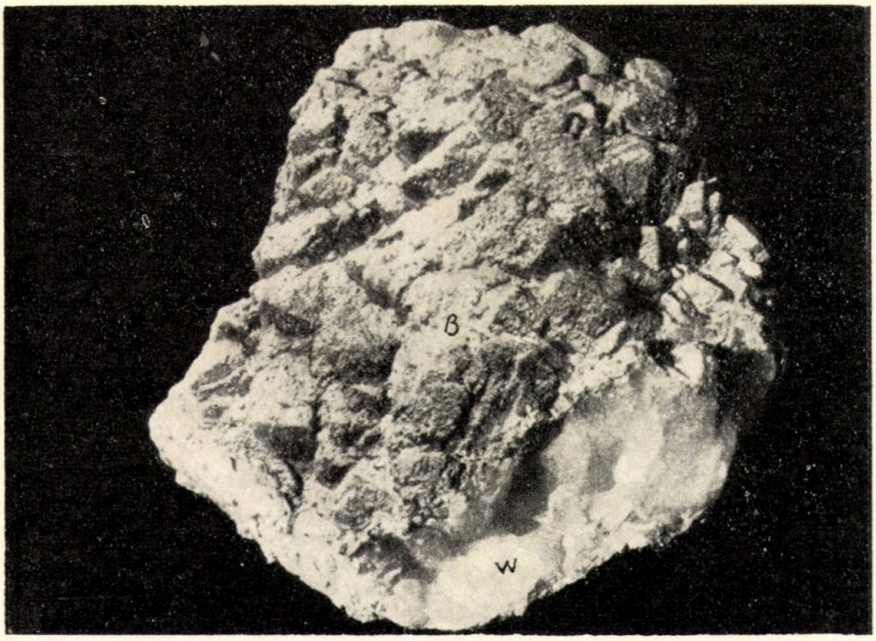


Fig. 7. — Cristale de baritină crescute pe witherit. *W*, Witherit ; *B*, baritină (micşorat de 2x).

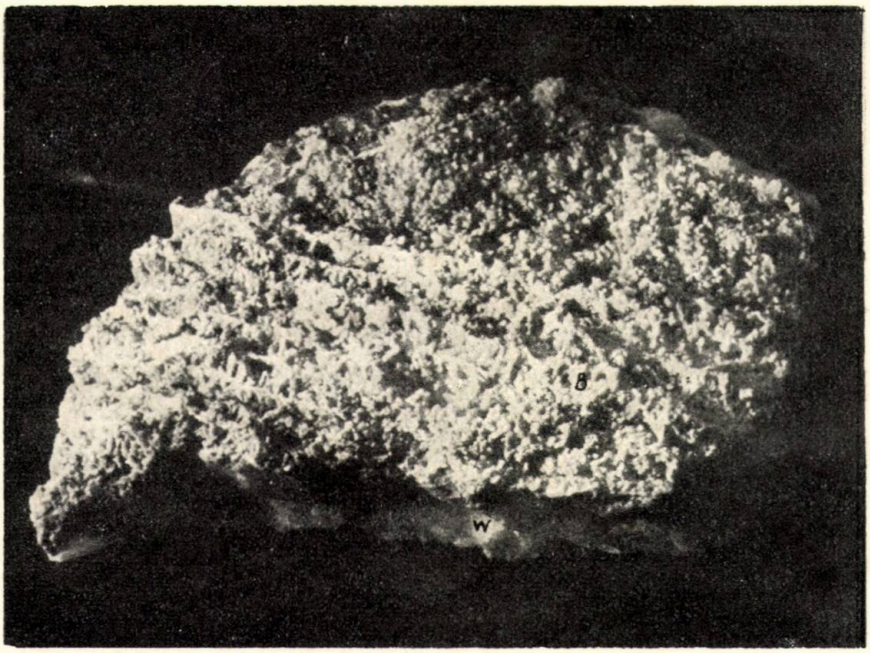


Fig. 8. — Alternanţă de cruste şi cristale lanceolate de baritină crescute pe witherit. *W*, Witherit ; *B*, baritină (micşorat de 2 x).

cretacice în Carpați, este posibil ca toate aceste depuneri hidrotermale să fie afiliate unor corpuri sinorogene ascunse, soluțiile mineralizante circulînd în parte de-a lungul acestei dislocații majore.

Fig. 9. — Contact între baritină și depozite apțiene. *B*, Baritină; *A*, depozite apțiene.

Ne oprim la concluzia că zăcămîntul de baritină de la Ostra, ca și toate depunerile hidrotermale din zona estică a cristalinului Carpaților Orientali pot fi considerate ca manifestații periferice ale magmatismului sinorogen carpatic.

ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE ET MINÉRALOGIQUE DES MINÉRALISATIONS DE BARYTINE D'OSTRA

RÉSUMÉ

Les minéralisations de barytine et withérite d'Ostra, à caractère filonien, sont situées à l'extrémité méridionale de la cuvette marginale de la Moldavie septentrionale, au sud de la ville de Gura Humorului. Les indications de minéralisations ont été observées sur une distance de 3,5 km en direction N—S, mais le corps principal de barytine se développe au sud du ruisseau d'Aluniș, sur une longueur de plus de 400 m, où il présente des épaisseurs variant entre 2 m et 45 m.

Les formations dans lesquelles se trouve cantonnée la minéralisation sont représentées par la série épimétamorphique de Tulgheș (constituée par un complexe volcano-sédimentogène et un complexe terrigène), par la série mésométamorphique de Rarău et par les dépôts sédimentaires mésozoïques de la cuvette marginale.

La série de Rarău, formant un large synclinal où se trouvent déposés les sédiments mésozoïques, est charriée sur la série de Tulgheș.

Le corps de barytine présente une zonalité marquée, contenant au centre une barytine blanche, largement granulaire, qui passe latéralement en barytine grisâtre, à structure porphyrique ; au contact avec les calcaires dolomitiques et les gneiss ophtalmitiques de la série de Rarău elle passe en barytine à structure clastophyrique, de couleur brique.

Dans la zone des affleurements, jusqu'au niveau médian du corps principal de barytine, la withérite se développe sous forme de poches, de menus filons et de corps lenticulaires allongés parallèlement à la direction du filon de barytine. On distingue deux types de withérite : l'un de scouleur blanche, ou légèrement grisâtre, résultant d'un processus de substitution de la barytine ; l'autre de couleur blanche, rarement jaunâtre, à structure fibro-radiaire, déposé dans les solutions chargées de $BaCo_3$.

A la partie est, le filon se trouve en contact avec les gneiss de Rarău intensément cataclasés et silicifiés, dans lesquels on rencontre fréquemment de la barytine formée par substitution du feldspath et du quartz, ainsi que des nids de chlorite incolore hydrothermal, remplaçant les cristaux de barytine et même le feldspath. La sidérose est présente.

Dans ces gneiss cataclasés, ainsi que dans la barytine clastophyrique et la withérite, se développe un large réseau de menus filons de sulfure de fer gris, pulvérulente ou collomorphe, associé avec une silice colloïdale contenant de l'or et de l'argent.

A la partie médiane du corps de barytine on a rencontré un bloc, mesurant quelques mètres d'épaisseur, de sulfures polymétalliques compacts, délimités par des failles dans toutes les directions et constitués de pyrite, blende, galène, chalcopyrite, tétraédrite et marcassite, contenant aussi des quantités négligeables d'or et d'argent. Les sulfures polymétalliques compacts, ainsi que les menus filons à sulfure de fer collomorphe qui passent graduellement en pyrite pourraient constituer un système filonien unitaire.

En examinant les relations de succession dans les différentes paragenèses rencontrées dans le corps de barytine et les gneiss barytisés, on a pu établir la succession suivante : quartz I, chlorite I, barytine I, sidérose, quartz II, chlorite II, barytine II, sulfures polymétalliques, withérite, bisulfure de fer (pyrite), calcite.

Dans les zones à withérite, des processus secondaires ont engendré de la barytine bien cristallisée.

Le style tectonique propre à cette region se fait sentir aussi dans la zone minéralisée, où l'on a mis en évidence deux systèmes principaux de fractures : parallèle et perpendiculaire à la direction du corps de barytine. Le dénivellement le long des failles transversales a déterminé la fragmentation du gisement ; dans les zones d'affaissement la minéralisation se développe largement, tandis que dans les zones de soulèvement elle a été presque entièrement érodée.

L'analyse de la succession générale des minéraux et des systèmes de fractures a permis de reconstituer l'histoire de la formation du gisement, laquelle s'est déroulée comme suit :

I. Milonitisation des gneiss de Rarău et formation de la fracture principale ;

II. Barytisation des gneiss et formation du filon de barytine ;

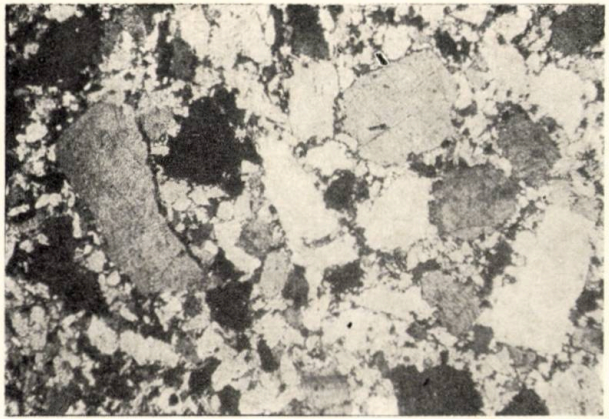


Fig. 1. — Baritină cu structură porfirică (N+ ; 30 ×).

Fig. 2. — Baritină cu structură porfirică — detaliu (N II.60 ×).

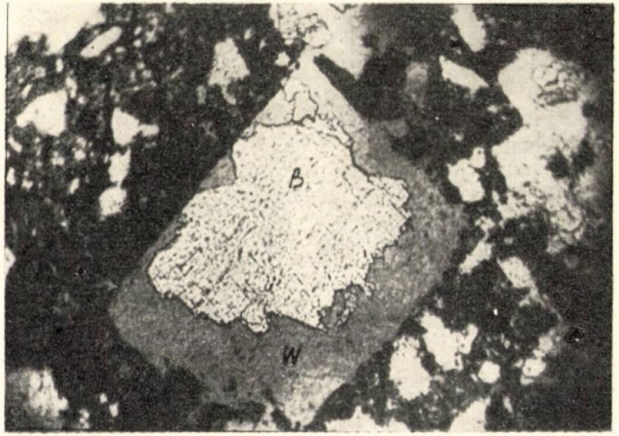


Fig. 3. — Înlocuirea baritinei prin witherit. *B*, Baritină ; *W*, witherit (N II ; 60 ×).

Fig. 4. — Cristale lanceolate de baritină, cu zone de creștere (N + ; 80 ×).

III. Formation des brèches dans les gneiss barytisés et de la barytine clastophyrique;

IV. Formation du système filonien à sulfures avec la seconde génération de barytine et dépôt de la withérite.

V. Nouveau système de fractures transversales affectant toutes les minéralisations.

VI. Transformation secondaire de la withérite en barytine.

On attribue aux minéralisations l'âge postaptien et on les envisage comme une manifestation superficielle du magmatisme synorogène.

BIBLIOGRAFIE

Betehtin A. G. (1953), *Despre procesele de depunere a mineralizațiilor la zăcămintele filoniene de tip hidrotermal (probleme fundamentale ale studiului zăcămintelor metalifere de origine magmatogenă)*, Acad. Șt. U.R.S.S., Moscova.

Buțureanu V. (1916), *Masivul cristalin de la Broșteni*, Anal. Acad. Rom., Mem. Sect. șt. București, Ser. a II-a, *38*.

Goldschmidt I. (1913), *Atlas der Krystallformen*, Heidelberg.

Ianovici V., Giușcă D., Stiopol C., Mînzăraru L. (1957), *Studiul fiziografic al zăcămîntului de sulfuri polimetalice de la Gemenea*, Anal. Univ., București, Ser. șt. nat., *16*.

Ianovici V., Giușcă D., Tănăsescu Fl., Pitulea G. (1963), *Zăcămîntul de baritină de la Ostra*, al VI-lea Congres al Asoc. geol. carp.-balc., Varșovia.

Ianovici V., Pitulea G., Lemne Maria (1967), *Contribution a l'étude de gissement de barytitine d'Ostra*, Rev. Roum. de géol., géoph., géogr., Ser. Géologie, 11. *1*.

Kräutner Th. (1929), *Cercetări geologice în cuveta marginală a Bucovinei cu privire specială la regiunea Rarăului*. An. Inst. geol. Rom, **XIV**.

— *L'extrémité sud de la cuvette marginale mésozoïque de la Bucovine*, T.R. Inst. Géol. Roum., **XIX**.

Mutihac V. (1966), *Probleme de stratigrafie și tectonică privind sinclinalul Rarăului (Carpații Orientali)*, St. cerc. geol., geof., geogr. Seria geologie, **11**, *2*.

Pitulea G., Tănăsescu Fl., Mînzăraru Lidia (1963), *Asupra prezenței witheritului în zăcămîntul de baritină de la Ostra*, St. cerc. geol., geof.., geogr., Seria geologie, **VIII**, *3*.

Pitulea G., Gurău Al., Tănăsescu Fl. (1965), *Studiul microtectonic al zăcămîntului de baritină de la Ostra*, D. S. Inst. geol. **LI** (1963—1964), partea a II-a.

Pitulea G., Mușat I. (1965), *Asupra prezenței unor elemente minore în zăcămîntul de baritină de la Ostra*, D. S. Inst. geol., **LI** (1963—1964).

Pitulea G. (1965), *Studiul stratigrafic și structural al cristalinului epimetamorfic din regiunea Gemenea — Ostra (Carpații Orientali)*, D. S. Inst. geol., **LI** (1963—1964), partea a II-a.

— (1966), *Considerații asupra stratigrafiei formațiunilor cristalofiliene și a mineralizațiilor din regiunea Pojorîta — Valea Putnei — Giumalău*, D. S. Inst. geol., **LII** (1964—1965).

— (1967), *Recherches géologiques dans la zone Cristalline des Carpates Orientales (région de Pop Ivan-Tulgheș)*, Rev. Roum. de Géol., géoph., géogr., Ser. Géologie, **11**, *2*.

Savul M. (1938), *Le cristallin de Bistrița*, An. Sci. Univ. Jassy, **XXIV**, fasc. 1.

Tănăsescu Fl., Pitulea G. (1962), *Considerații asupra mineralizațiilor de baritină de la Ostra (Carpații Orientali)*, Rev. minelor, **XIII**, 6.

Tănăsescu Fl., Pitulea G., Băncilă Fl., (1963), *Cercetări geologice în regiunea cuprinsă între bazinele Văii Gemenea și Valea Greben (Carpații Orientali)*, D. S. Com. geol., **XLIX**.

Primit în redacție
la 5 martie 1969

Academia Republicii Socialiste România și Comitetul de Stat al geologiei, București

STUDIUL PIRITELOR AUTIGENE DIN OLIGOCENUL MARAMUREȘULUI

DE

E. STOICOVICI și I. PETREUȘ

55(05)

Legătura dintre habitul mineralelor și condițiile de cristalizare ridică probleme dintre cele mai interesante. Există un număr de minerale care pot cristaliza în medii destul de deosebite. Printre acestea, pirita se întîlnește în cele trei medii geologice : magmatic, sedimentar și metamorfic. Aceasta dovedește posibilitățile ei de cristalizare, în condiții foarte deosebite. Din aceste motive, cunoașterea legăturilor dintre structura, habitul și condițiile de cristalizarea a piritelor este o problemă actuală de cristalomorfologie și cristalogeneză.

Cea mai mare parte a cercetărilor existente în acest sens se referă la pirita cristalizată în domeniul magmatic și hidrotermal. În lucrări de mare amploare (I. Sunagawa, 1957; G. Suzuki, 1962), alături de pirita filoniană se cercetează și cea din zonele de contact ale zăcămintelor sau filoanelor. Este menționată de asemenea pirita depusă pe cale metasomatică în diferite roci (G. Suzuki, 1962; V. In. Cazițîn, 1956).

Asupra piritei autigene avem puține informații mineralogice, deși este menționată în sedimente de foarte multă vreme și de către mulți geologi din toată lumea.

Considerăm că datele pe care le vom prezenta asupra cristalelor de pirită autigenă, recoltate din sedimentele oligocene ale Maramureșului, vor completa imaginea cunoscută a acestui mineral.

Cristalele de pirită formate în domeniul marin, cu totul deosebit de cel magmatic sau metamorfic, precizează și întregesc legătura dintre habitul cristalului și condițiile fizico-chimice și geologice ale mediului lor de formare.

Pentru lămurirea împrejurărilor de cristalizare a piritei în mediul marin este necesară o scurtă prezentare a geologiei bazinului sedimentar respectiv.

St. și cerc. de geol., geof., geogr., Seria geologie,t.14, nr. 2, p., 317–336 București, 1969

I. MEDIUL GEOLOGIC NATURAL DE CRISTALIZARE A PIRITEI AUTIGENE

Probele de pirită utilizate în această lucrare provin din sedimentele oligocene din Maramureş. Deschiderile naturale foarte bune au permis urmărirea formaţiunilor purtătoare de pirită cristalizată sau amorfă, coloidală.

Depozitele oligocene din Maramureş sînt cunoscute ca avînd o mare variaţie litologică. Schimbările laterale de facies sînt destul de pronunţate şi legate de evoluţia de ansamblu a fosei Maramureşului (I. C. M o t a ş, 1956; D. P a t r u l i u s, 1956).

Compartimentarea tectonică a acestei fose a determinat o evoluţie particulară, în special a zonelor sale marginale (Bazinul Ruscovei, Bazinul Borşei etc.). În acest părţi, în timpul oligocenului se dezvoltă complexe marnoase cu intercalaţii de gresii, precum şi două complexe bituminoase : complexul bituminos inferior şi complexul bituminos superior. Coloana stratigrafică a oligocenului, pe care o datorăm lui D. P a t r u l i u s (1956), arată succesiunea completă a acestor depozite (fig. 1).

Probele de pirită provin din complexul bituminos superior.

Argilitele acestui complex apar ca roci de culoare cenuşie închisă în care, macroscopic, se distinge o abundenţă de plante incarbonizate şi cristale idiomorfe de pirită. În masa argilitelor apar lentile de gresii calcaroase, fine, cenuşii, cu o microstratificaţie pronunţată. Spre partea superioară a orizontului bituminos superior apar intercalaţii de gresie. Sub microscop, acestea se prezintă ca gresii calcaroase cu muscovit, în care granulele de cuarţ, întotdeauna slab rulate, colţuroase, şi paietele de muscovit plutesc într-o masă fundamentală calcitică.

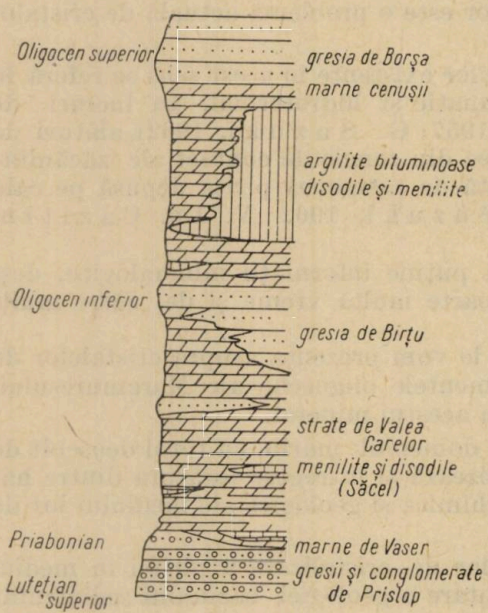


Fig. 1. — Coloana stratigrafică a oligocenului de pe marginea bazinelor Borşa şi Ruscova (după D. P a t r u l i u s).

Atît în gresii cît şi în argilite s-a constatat prezenţa, alături de plante incarbonizate şi impresiuni de frunze, a sporilor şi polenului.

Pe suprafaţa stratelor de gresii apar frecvent cristale romboedrice de calcită de culoare neagră, de dimensiuni milimetrice. La calcinare se degajă un slab miros de bitumen, iar cristalele devin alb strălucitoare.

Orizonturile de menilite cuprind diseminări de pirită, în benzi paralele cu stratificaţia generală. Roca este întotdeauna de culoare închisă, cu spărtură aşchioasă caracteristică.

Din datele de mai sus se poate presupune că în timpul oligocenului, în unele compar-

timente tectonice ale fosei Maramureșului, se instalase un mediu euxinic de sedimentare, cu participarea abundentă a materiei organice. Aria continentală oligocenă a Bazinului Ruscova era formată din cristalinul Maramureșului cu puternicele sale intruziuni de roci bazice și ultrabazice.

II. DATE CRISTALOMORFOLOGICE

1. CRISTALE IDIOMORFE DE PIRITĂ AUTIGENĂ DIN ARGILITĂ

Cea mai mare parte a piritei cristalizate provine din argilitele bituminoase, larg dezvoltate în toate deschiderile naturale cercetate.

Cristalele de pirită apar diseminate uniform în masa argilitelor, pe toată grosimea lor din coloana stratigrafică. Spre partea superioară a orizontului bituminos, o dată cu apariția intercalațiilor de gresie, dispar și cristalele de pirită.

Cristalele au o astfel de poziție în strat, încît un ax L^3 este întotdeauna perpendicular pe stratificația argilitelor (fig. 2).

În aceste argilite a fost întîlnită numai combinația a (100) o (111). Mai interesantă însă este dezvoltarea acestei combinații, care conduce la un habit tabular, pe care autorii notei de față îl evidențiază pentru prima dată.

De aceea, în dezvoltarea succesivă a acestei combinații, s-a propus o clasificare a habitului tabular bazată pe gradul de creștere unidirecțională a cristalului. S-au separat următoarele categorii: habitul gros tabular, gros-mediu tabular, mediu tabular, subțire tabular și cristale curbe (pl. I).

Vom urmări în continuare stadiile de dezvoltare a combinației a (100) o (111), de la cubul cu octaedru, la habitul tabular și la cristalele curbe.

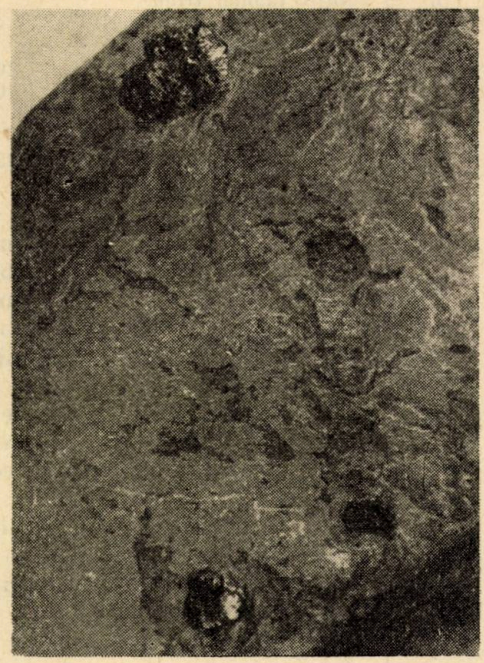


Fig. 2. — Cristale de pirită în argilitele oligocene (Maramureș).

a) Cristale cub cu octaedru și cub-octaedrice

Din observațiile asupra unui mare număr de probe se constată că asociația acestor două forme este caracteristică pentru piritele autigene din aceste argilite.

În seria celor 141 de cristale examinate în această categorie

(tabelul nr. 1) s-au putut separa toate stadiile de dezvoltare a feţei o (111). Abia vizibilă, pe colţurile unor cuburi, ea se dezvoltă pe altele în diferite grade, pînă cînd la forma cub-octaedru feţele a (100) şi o (111) au o dezvoltare egală.

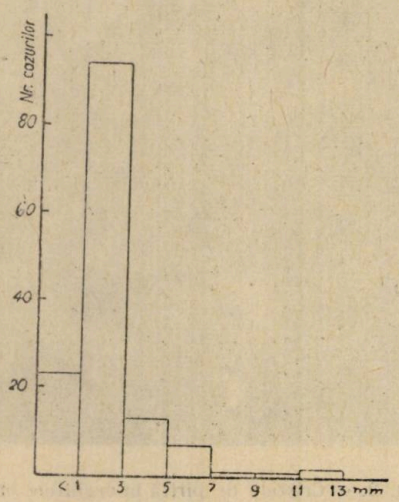
Feţele de cub sînt întotdeauna strălucitoare şi de obicei nu prezintă striaţii. În unele cazuri apar striuri foarte fine, închise, paralele cu conturul feţei de cub.

Feţele de octaedru sînt întotdeauna mai puţin strălucitoare şi adesea prezintă striuri de creştere, închise, triunghiulare.

Tabelul nr. 1

Distribuţia cristalelor de pirită sedimentară după dimensiuni pe număr de cazuri

Nr. crt.	Habitul	Dimensiunile cristalelor în mm pe număr de cazuri							
		1	1 – 3	3 – 5	5 – 7	7 – 9	9 – 11	11 – 13	total cristale
1	Cub cu octaedru								
	Cub-octaedru	23	94	13	7	1	1	2	141
2	Gros tabular	1	19	11	6	9	—	—	46
3	Gros-mediu tabular triunghiular	6	33	3	5	1	—	—	48
4	Gros-mediu tabular hexagonal	—	20	46	38	29	5	—	138
5	Mediu tabular hexagonal	—	5	31	15	1	—	—	52
6	Subţire tabular triunghiular	—	43	5	2	—	—	—	50
7	Subţire tabular hexagonal	—	100	96	47	—	—	—	243
8	Fin tabular	—	105	58	7	—	—		170
9	Cristale curbe	—	9	8	—	—	—	—	17
	Total cristale:	30	428	271	127	41	6	2	905



În cîteva cazuri, pe muchiile cubului apar feţe foarte înguste şi de obicei slab strălucitoare. Acestea ar putea fi e (210), dar semnalul luminos obţinut, prea slab, nu a permis determinarea lor.

Ceva mai frecvent, în locul feţelor de octaedru, apar trei feţe triunghiulare, care nu au putut fi determinate din aceleaşi motive.

După dimensiuni, în rîndul cristalelor cub cu octaedru şi cub-octaedru se constată o destul de mare variaţie (fig. 3).

Fig. 3. — Histograma de variaţie a dimensiunilor cristalelor cub cu octaedru şi cub-octaedru de pirită autigenă din argilitele oligocene (Maramureş).

Din histogramă se constată că cele mai multe cazuri sînt cuprinse între 1 și 3 mm.

Deseori, cristalele prezintă concreșteri neregulate și macle, în ale căror unghiuri intrînde există întotdeauna calcită microcristalizată.

La cele mai multe cristale de cub cu octaedru și cub-octaedru se constată că două dintre fețele de octaedru, opuse și simetrice, au o dezvoltare mai largă în suprafață decît celelalte. În strat, aceste două fețe sînt întotdeauna paralele cu stratificația argilitelor.

b) Cristale gros tubulare

Cristalele gros tubulare reprezintă, în dezvoltarea succesivă a combinației a (100) o (111), momentul imediat vecin cristalelor cub-octaedrice, date mai sus. Cele două fețe de octaedru, mai larg dezvoltate și paralele cu stratificația argilitelor, sînt în acest caz ceva mai largi. Alături de fețele de cub, larg dezvoltate, acestea definesc caracterul gros tabular al habitului (pl. I și II).

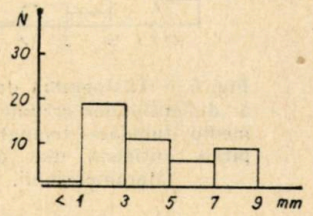


Fig. 4. — Histograma de variație a dimensiunilor cristalelor gros tabulare de pirită autigenă din argilitele oligocene (Maramureș).

Cristalele gros tabulare au dimensiuni cuprinse între 0,5 și 9 mm, măsurate în planul de turtire. Histograma din figura 4 arată o grupare mai strînsă a cristalelor pe categoriile de dimensiuni alese decît la tipul precedent.

Fețele de cub sînt întotdeauna strălucitoare și prezintă uneori striuri închise. Fețele de octaedru, mai puțin strălucitoare, sînt inegal dezvoltate. Șase din ele sînt egale ca mărime și în general mici, iar două, de asemenea egale între ele, dar mult mai largi.

c) Cristale gros-mediu tabulare

Creșterea gradului de aplatisare a cristalului este dat de dezvoltarea în suprafață a celor două fețe de octaedru menționate. Întrucît acestea sînt întotdeauna paralele stratificației generale a argilitelor, le putem numi fața superioară și fața inferioară. După forma acestor fețe și a conturului general al cristalului, determinat de dezvoltarea lor, s-au separat două aspecte : cristale gros-mediu tabulare triunghiulare și gros-mediu tabulare hexagonale.

Primul aspect se caracterizează prin cristale cu fețe de cub ceva mai puțin dezvoltate și cu fețe de octaedru inegale ca mărime, așa cum s-a menționat mai sus.

Ca dimensiuni, cristalele gros-mediu tabulare triunghiulare sînt cuprinse între 0,5 și 9 mm, cele mai multe cazuri fiind cuprinse în intervalul 1—3 mm (fig. 5).

Cristalele gros-mediu tabulare hexagonale sînt mult mai numeroase. Acestea se caracterizează printr-un contur hexagonal. Fețele superioară

şi inferioară de octaedru, larg dezvoltate, au contur poligonal cu laturile inegale. Celelalte şase feţe de octaedru au formă de trapez. Feţele de cub, strălucitoare, apar sub formă de dreptunghiuri, prezentînd uneori striuri închise.

După dimensiuni, cristalele acestui tip au o frecvenţă mai mare, între 3 şi 7 mm (fig. 6).

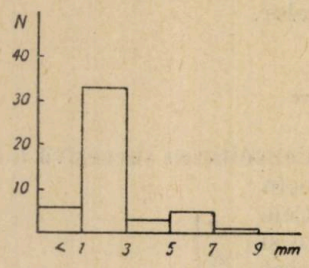


Fig. 5. — Histograma de variaţie a dimensiunilor cristalelor gros-mediu tabulare triunghiulare de pirită autigenă din oligocenul Maramureşului.

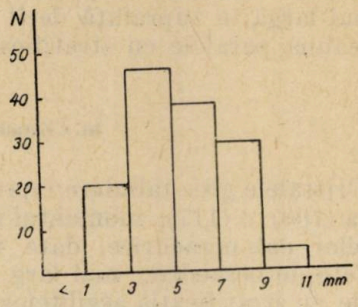


Fig. 6. — Histograma de variaţie a dimensiunilor cristalelor gros-mediu tabulare hexagonale de pirită autigenă din oligocenul Maramureşului.

Se observă o grupare mai strînsă a cristalelor pe categorii de dimensiuni.

d) Cristale mediu tabulare hexagonale

Gradul de aplatisare a cristalului este aici mai accentuat. Cele două feţe de octaedru, superioară şi inferioară, mai mult sau mai puţin opace, domină cristalul dîndu-i un aspect caracteristic, hexagonal.

Celelalte şase feţe de octaedru sub formă de trapez devin egale cu feţele de cub, paralelograme înguste.

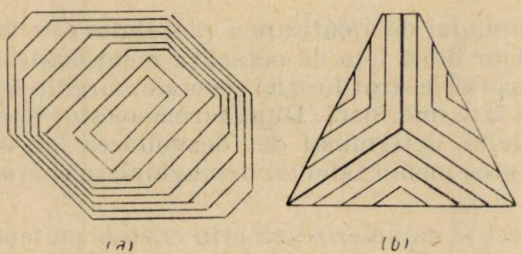


Fig. 7. — Striuri de creştere pe faţă de cub (*a*) şi pe faţă de octaedru (*b*), în schemă idealizată.

Feţele de cub, strălucitoare, în unele cazuri par a prezenta spre margini un contur relativ îngust, care ar putea fi feţe cu indici ridicaţi (pl. III). Striurile de creştere pe faţă de cub sînt închise, dar nu întotdeauna continue şi întregi (fig. 7 *a*).

Pe cele șase fețe mai mici de octaedru se pot vedea deseori striuri de creștere. Se remarcă o dungă triunghiulară mai groasă ce împarte fața de octaedru în cele trei suprafețe pe care apar striurile în forma din figura 7 *b*. Nu s-a putut stabili dacă cele trei suprafețe determinate de această dungă triunghiulară reprezintă fețe și care ar fi indicii lor.

După dimensiuni, cristalele medii tabulare hexagonale sînt cuprinse între 7 și 9 mm (fig. 8).

Grosimea acestor cristale se menține aproximativ între 1 și 1,5 mm.

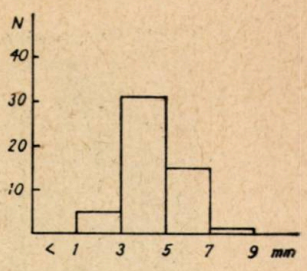


Fig. 8. — Histograma de variație a dimensiunilor cristalelor mediu tabulare de pirită autigenă din argilitele oligocene (Maramureș).

e) Habitul subțire tabular

Aceste cristale se deosebesc de acele descrise la habitul precedent numai după grosimea lor ceva mai mică. Și în acest caz s-au separat, după criteriile menționate, aspectul subțire tabular hexagonal și subțire tabular triunghiular (pl. I).

Consecințele gradului mai avansat de aplatisare asupra formelor și dimensiunilor fețelor de cristal sînt aceleași cu cele arătate la habitul tabular precedent.

Dimensiunile cristalelor subțiri tabulare sînt cuprinse între 1 și 7 mm (fig. 9).

Se observă că habitul subțire tabular hexagonal are o frecvență mai mare decît cel triunghiular.

f) Habitul fin tabular

Înțelegem prin acest habit cristalele de grosime limită, sub care se mai pot distinge încă fețele de cub și fețele de octaedru din conturul cristalului.

Gradul foarte avansat de aplatisare face ca fețele superioară și inferioară de octaedru să aibă un contur perfect hexagonal, identic cu acel general al cristalului (pl. I și II).

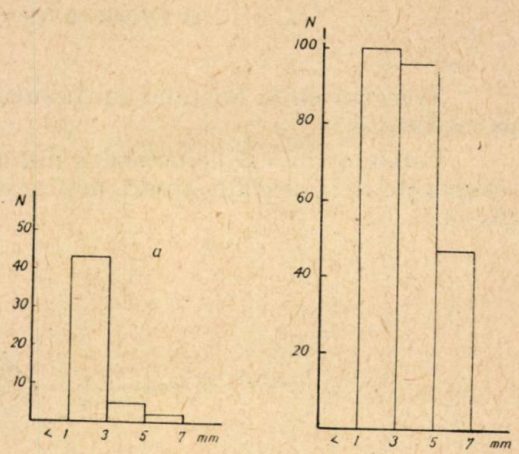


Fig. 9. — Histograma de variație a dimensiunilor habitului subțire tabular triunghiular (*a*) și hexagonal (*b*).

Pe fețele de octaedru, superioară și inferioară, se remarcă un relief foarte fin și neregulat. În majoritatea cazurilor, dintre aceste asperități neregulate se disting trei dungi mai pronunțate (fig. 10).

Deși nu atît de clar, pe aceste fețe se mai observă striuri paralele cu muchiile a și o din conturul cristalului. Folosind metoda atacului cu reactivi, sperăm ca într-un viitor apropiat să aducem detalii în acest sens.

După dimensiuni, cristalele fin tabulare sînt cuprinse între 1 şi 7 mm (fig. 11).

Fig. 10. — Detaliu pe faţa superioară o (111).

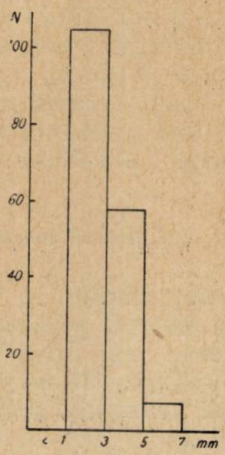


Fig. 11. — Histograma de variaţie a dimensiunilor cristalelor fin tabulare de pirită autigenă din oligocenul Maramureşului.

g) Cristale cu feţe curbe

Trecerea de la cristalul fin tabular la cristalul curb se face aproape pe nesimţite.

Feţele de cub şi de octaedru din conturul cristalului nu se mai pot recunoaşte ca la celelalte tipuri, deşi se păstrează acelaşi contur hexagonal (fig. 12).

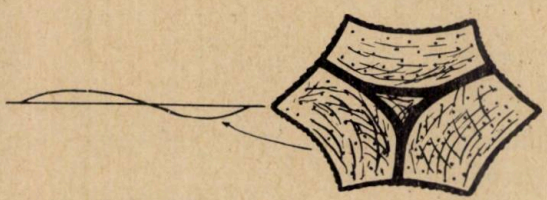


Fig. 12. — Cristal curb (schiţă de desen).

Practic, este vorba de un cristal nestrălucitor, cu multe asperităţi pe suprafaţa sa superioară şi inferioară. Creasta triunghiulară menţionată şi la celelalte habituri se păstrează, delimitînd trei suprafeţe curbate alternativ, concav şi convex.

Pentru sintetizarea datelor asupra variației habitului piritei autigene în cadrul combinației a (100) o (111), în toată seria descrisă în argilitele oligocene, s-a întocmit diagrama din figura 13.

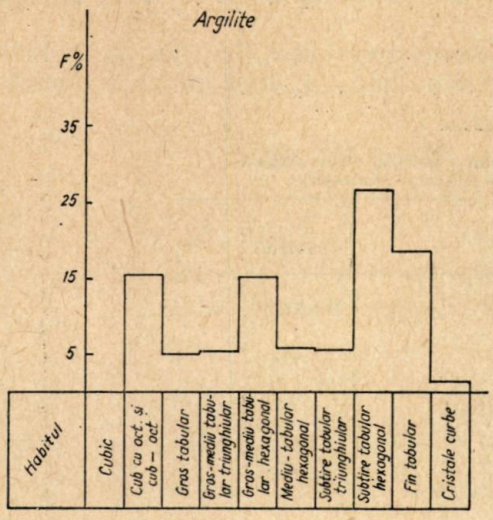


Fig. 13. — Diagrama de frecvență a tipurilor de habit al piritei autigene din argilitele oligocene din Maramureș.

Din diagrama de frecvență se remarcă lipsa habitului cubic în argilite. În seria de dezvoltare a cristalelor prezentată se observă că maximum de frecvență apare în domeniul habitului gros-mediu tabular hexagonal, subțire tabular hexagonal și fin tabular.

2. CRISTALE DE PIRITĂ AUTIGENĂ ÎN MENILITE

În masa menilitelor apar benzi de pirită, în general paralele cu stratificația sedimentelor. Aceste benzi constau din granule foarte fine de pirită, ale căror forme cristalografice nu pot fi distinse cu ochiul liber.

În aceeași deschidere naturală cu menilitele, în argilite, s-a constatat pe mai multe sute de cristale că acestea au o poziție determinată față de stratificația generală a sedimentelor. Prin analogie, s-au executat secțiuni subțiri orientate în menilite, pentru cazul cînd cristalele de pirită din acestea ar avea aceeași orientare cu aceea a cristalelor din argilite. Aceste secțiuni au confirmat presupunerea variației habitului piritei din menilite, dînd astfel posibilitatea de a o urmări cu destulă certitudine la microscopul prin reflecție.

Bazați pe cristalele de dimensiuni convenabile din argilite și pe formele de habit descrise în seria menționată, s-a putut face aceeași separare la microscop în cazul menilitelor.

În plus, față de argilite, în menilite este prezent cubul (menționăm că, deși într-o proporție redusă, apar totuși suprafețele triunghiulare de

pirită, care au fost atribuite formei de cub ca resturi ale colţurilor sale, la şlefuire). Se remarcă întreaga suită de cristale, de la cele tabulare în diferite grade de aplatisare, pînă la cubul simplu (tabelul nr. 2). Separarea cantitativă a diferitelor tipuri de habit s-a făcut la masa electrică de integrare.

Pentru aprecierea frecvenţei tipurilor de habit din menilite, s-a întocmit diagrama din figura 14, după datele tabelului nr. 2.

Tabelul nr. 2

Distribuţia procentuală a habitului piritei autigene din menilitele oligocene (Maramureş)

Nr. crt.	Habitul	Nr. cazurilor	%
1	Cubic	Σ=112	53,32
2	Cub-octaedric	18	8,57
3	Gros tabular	10	4,76
4	Mediu tabular	28	13,33
5	Subţire şi fin tabular	19	9,04
6	Forme neregulate	23	10,95
	Total	210	99,97

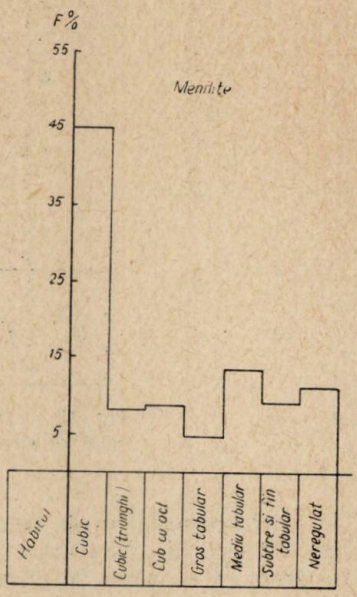


Fig. 14. — Diagrama de frecvenţă a habitului piritei autigene din menilitele oligocene din Maramureş.

Din diagramă se vede că habitul cubic este net dominant faţă de celelalte forme. Habitul tabular este de asemenea prezent, înscriindu-se cu valori mai ridicate în dreptul celui mediu şi subţire tabular.

3. PIRITA AUTIGENĂ DIN ARGILE

Intercalaţiile argiloase, subţiri (5 — 20 cm), dintre marnele şi gresiile bituminoase conţin de asemenea pirită. În această rocă, pirita apare numai sub formă fibroasă, colomorfă, formînd lentile de dimensiuni cuprinse între 5 mm şi 5 cm (fig. 15).

Fig. 15. — Pirita fibroasă din argilele oligocene din Maramureş.

În aceste lentile fibrele sînt dispuse radiar.

Nu au fost semnalate cristale de pirită în argilele oligocene.

Pentru a avea o imagine generală asupra variației habitului piritei autigene din diferite tipuri de roci din oligocenul Maramureșului, se dă în figura 16 suprapunerea curbelor lor de frecvență.

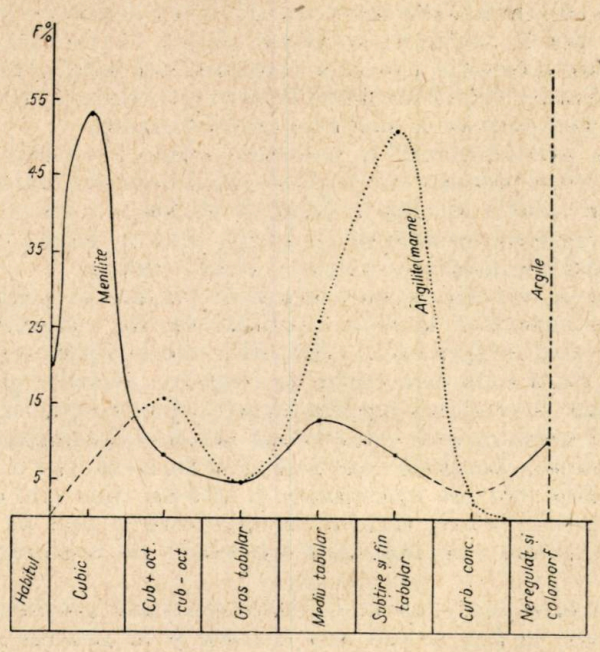


Fig. 16. — Curbele de frecvență ale habitului piritei autigene din diferite roci oligocene din Maramureș.

Din compararea curbelor de frecvență pentru diferite roci se constată că, dacă în menilite forma predominantă este dată de habitul cubic, în argilite acesta lipsește. În argilite predomină habitul tabular, care este prezent și în menilite, dar într-o proporție mai redusă.

III. INTERPRETAREA DATELOR ȘI DISCUȚII

1. GRADUL DE VARIAȚIE A HABITULUI PIRITEI AUTIGENE ȘI ÎNSCRIEREA SA ÎN DIAGRAMA TRIUNGHIULARĂ DE VARIAȚIE

Din datele prezentate rezultă că în condițiile mediului marin de cristalizare, cristalul se oprește în creșterea sa la un stadiu bine definit, determinat de condițiile chimice și fizico-chimice. Acest fapt se exprimă în gradul de dezvoltare al poliedrului cristalin.

În descrierea formelor am ales cîteva momente dintr-un proces complex și unitar (pl. IV). Numărul suficient de mare de cristale examinate înfățișează întregul proces de dezvoltare al cristalului de pirită. Suita com-

pletă, de la forme coloidale, necristalizate, la cristale cu feţe curbe şi cristale tabulare, pînă la cubul cu octaedru sau cubul simplu, arată sensul acestei dezvoltări. Fiecare habit, separat pe criterii geometrice, reprezintă un moment al echilibrului cristalului cu soluţia marină din care a cristalizat.

Admiţînd că schimbările temperaturii mării oligocene în timpul cristalizării piritei pot fi neglijate, se poate afirma că variaţia habitului în seria descrisă este o funcţie directă a concentraţiei soluţiei marine în ionii de fier şi sulf. Gradul diferit de dezvoltare al cristalului este expresia fluctuaţiei compoziţiei chimice a mediului de cristalizare.

Proporţia predominantă a habitului cubic în menilite, ştiind că acestea se găsesc întotdeauna sub argilite, arată un aport mai mare a ionilor de fier şi sulf în soluţia marină la acest nivel. De aici apare posibilitatea cristalizării şi creşterii cristalului de pirită pînă la forma superioară de echilibru în condiţiile mediului marin — cubul simplu.

Ca urmare a formării primei tranşe de cristale de pirită, exprimate în cuburi, pe o suprafaţă mare a bazinului marin, concentraţia soluţiei scade. În intervalul de formare a cristalelor cubice apare o gamă variată de dimensiuni, după cum este vorba de creşterea primilor germeni pe tot acest interval sau de creşterea acelora formaţi spre sfîrşitul său.

Momentul următor este caracterizat printr-o concentraţie mai slabă a soluţiilor. Cristalele de pirită continuă să se formeze, dar acum intervine factorul timp. Din soluţiile mai diluate şi într-un timp mai îndelungat se vor forma cristale tabulare. Gradul de aplatisare şi deci de dezvoltare a cristalului va exprima cele mai mici schimbări ale concentraţiei soluţiei marine.

Frecvenţa mare a cristalelor tabulare, pe toată grosimea argilitelor, arată concentraţii în fier şi sulf mai scăzute şi în general constante ale soluţiilor, pe un lung interval de timp faţă de acelea de la nivelul menilitelor.

Gradul de variaţie a dimensiunilor cristalelor în cadrul aceluiaşi tip de habit (gros tabular, subţire tabular etc.) arată că, deşi timpul de creştere a cristalului este foarte îndelungat, cristalul nu-şi modifică habitul atîta vreme cît concentraţia soluţiilor rămîne neschimbată. Timpul se exprimă aici doar în dimensiunile absolute ale cristalelor. De aici rezultă că în mediul marin se nasc cristale de pirită exprimate într-un număr restrîns de forme : cub şi combinaţia a (100) o (111), dezvoltată tabular.

Aceste date confirmă strălucit ipoteza lui I. S u n a g a w a (1957), după care cristalele de pirită crescute încet, sub alimentarea săracă a soluţiilor (autorul citat vorbeşte de soluţii hidrotermale), vor arăta o slabă schimbare a habitului.

În acest sens, folosind diagrama de diferenţiere, dată de acelaşi autor, constatăm că toate cristalele determinate de noi se înscriu riguros în seria 1 de variaţie (fig. 17).

Verificarea seriei 1 de variaţie, prin datele prezentate asupra piritei autigene, cît şi datele existente în acest sens în literatura de specialitate lasă posibilitatea unor discuţii ceva mai largi asupra acestei diagrame.

Considerăm că pentru explicarea seriilor de variaţie a habitului date de I. S u n a g a w a este mai raţional să se aibă în vedere nu numai zone din filoanele minereurilor sau ale rocilor lor înconjurătoare, ci medii geo-

logice diferite de cristalizare naturală a piritei (magmatic, hidrotermal, metasomatic, sedimentar).

Cel puțin pentru mediul sedimentar, seria 1 apare ca deosebit de caracteristică. Cele peste 1 000 de cristale studiate verifică acest fapt. Din datele cele mai comune asupra piritelor din filoanele hidrotermale se poate admite cu destulă certitudine că seriile 2 și 4 sînt caracteristice pentru acest mediu, cu un înalt grad de mineralizare și cu temperatură ridicată — medie.

Este destul de probabil ca piritele formate pe cale metasomatică să satisfacă seria 1 și 3. Aici avem în vedere atît combinațiile formelor, cît și larga dezvoltare a piritoedrului în cazul piritelor metasomatice (G. S u z u k i, 1962; *Mineralî spravocinie*, 1960).

Este poate prematur să formulăm o ipoteză atît de generală, bazată pe relativ puține forme și posibilități limitate de combinare a lor; totuși, o tendință în sensul arătat există cu siguranță. Aceasta este subliniată și de observația autorului acestei diagrame că seriile de diferențiere sînt controlate în principal de temperatură și de aciditatea soluțiilor.

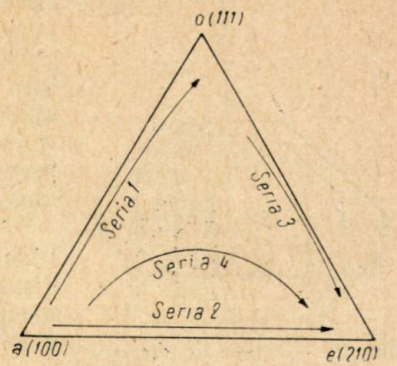


Fig. 17. — Diagramă triunghiulară arătînd succesiunea variației habitului (după I. S u n a g a w a).

2. ORIENTAREA GERMENULUI DE CRISTALIZARE ÎN CONDIȚIILE CRISTALIZĂRII PIRITEI ÎN MEDIUL MARIN

Din observațiile noastre asupra poziției în spațiu a cristalelor de pirită autigenă, atît în argilite, cît și în menilite, se poate presupune că orientarea electrică și magnetică a particulelor materiale ale soluției de cristalizare și apoi orientarea germenilor de cristalizare se face, cel puțin în mediul marin, după o direcție bine determinată. Această afirmație se sprijină pe unele date de observație.

Astfel, toate cristalele de pirită luate în studiu sînt orientate cu una din axele L^3 perpendicular pe direcția generală a stratificației rocilor. Posibilitatea rearanjării lor în timpul mișcărilor tectonice este înlăturată, aceasta deoarece striurile foarte fine de pe fața superioară și inferioară de octaedru ar fi trebuit să fie afectate în primul rînd în timpul acestor rearanjări. Pe de altă parte, toate cristalele sînt întregi și nu prezintă nici un semn al vreunei deformări elastice sau rupturale.

Argumentul cel mai puternic în sprijinul acestei orientări inițiale este dat de creșterea cristalului cu viteză diferită, după două grupe de direcții. Este vorba de creșterea sa după fețele de octaedru, ca fapt bine stabilit în acest caz. Creșterea cristalului se face în mod egal după 3 axe L^3 și diferit după acea axă L^3 care în timpul creșterii cristalului este paralelă vectorului accelerației gravității. Dezvoltarea mai largă în suprafață a două fețe de octaedru, opuse și simetrice, a căror normală este acest

ax L^3 paralel cu g, în toată seria analizată de cristale, dovedeşte acest lucru.

De altfel, toate formele tabulare de habit sînt o consecinţă a acestei anizotropii a creşterii cristalului. Pe cristalul individual acest fapt se exprimă în striurile sale de creştere (fig. 18).

Un alt argument al acestei orientări a germenului cristalin şi apoi a cristalului este dezvoltarea inegală în suprafaţă a celor două feţe de octaedru, superioară şi inferioară. Multe cristale prezintă partea lor superioară mai dezvoltată, cînd faţa respectivă o (111) devine un triunghi mic (pl. III), deşi pe faţa inferioară cristalul prezintă un contur aparţinînd unui tip subţire tabular hexagonal. Acest fapt se explică prin deficienţele în alimentarea cristalului pe partea sa inferioară mai ales după decantarea sa.

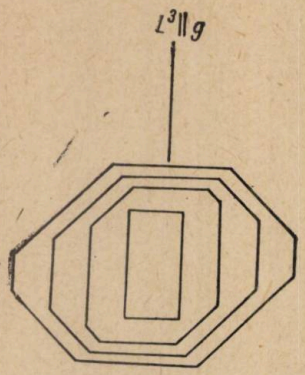


Fig. 18. — Striuri de creştere pe faţa a (100) la cristale de pirită autigenă.

Din aceste motive, creşterea cristalului liber într-un mediu marin apreciem că se face după un germen de cristalizare orientat de la început cu un L^3 paralel cu vectorul acceleraţiei gravităţii (g).

Consecinţele sînt imediate. Curenţii care alimentează cristalul trebuie să aibă o mişcare în general orizontală, foarte rar sau deloc verticală. În felul acesta cristalul creşte cu viteză mai mare după cele trei axe L^3 din planul orizontal. Din cauza alimentării defectuoase prin curenţi verticali, cristalul creşte încet după axa L^3, paralelă cu g, rămînînd tabular (fig. 7 şi 18). Totuşi, la o concentraţie crescută a soluţiilor, cristalul atinge uşor forma de cub.

3. SCHIMBAREA TRAHTULUI (111) → (100)

În directă legătură cu datele prezentate mai sus, referitoare la modul de creştere a cristalului, este schimbarea trahtului (111) → (100).

În valoroasa lucrare a lui G. S u z u k i (1962) se deduc matematic şi prin construcţii grafice schimbările trahtului în toate combinaţiile cunoscute la pirită. Reluăm această problemă întrucît autorul citat subliniază că schimbarea trahtului (111) → (100) nu este încă stabilită.

Avînd la îndemînă o serie completă de cristale care justifică schimbarea trahtului (111) → (100), trebuie să observăm de la început că în cazul piritelor autigene examinate această schimbare este numai parţială, fiind o funcţie directă a anizotropiei vitezei de creştere după cele două grupe de direcţii L^3.

Schimbarea trahtului (111) → (100) în cazul piritelor autigene se face aşa cum se arată în figura 19.

Subliniem că pentru fiecare trunchiere sau contur obţinut de noi în figura 19 avem cristale individuale reprezentative.

Prezența sub formă de cristale individuale a tuturor momentelor schimbării trahtului (111) → (100) ridică mult valoarea modului de lucru conceput de G. Suzuki pentru toate schimbările de traht.

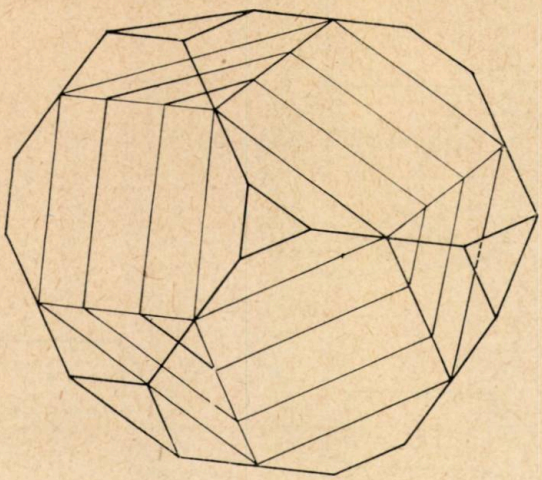


Fig. 19. — Schimbarea trahtului (111) → (100) la piritele autigene.

4. TREPTELE DE CREȘTERE PE FAȚA o (111) A PIRITELOR DIN FILOANELE HIDROTERMALE

Aceste trepte sînt forme care indică posibilitatea existenței unor cristale individuale, cu fețe asemănătoare formei închise a acestor trepte.

Dacă vom cerceta atent striurile de creștere de pe fața o (111) a piritei filoniene sau, mai bine zis, structurile zonale obținute prin atacul electrolitic al acestui mineral (G. Suzuki, 1962) vom constata strate de creștere, respectiv zone, identice ca formă de contur cu acelea ale cristalelor individuale de pirită autigenă prezentate de noi. Acest fapt nu poate fi întîmplător.

Adoptînd principiul că efecte asemănătoare se pot datora unor cauze asemănătoare, logica lucrurilor și experiențele lui G. Suzuki (1962) ne îndreptățesc să admitem că mediul marin euxinic poate avea înrudiri cu condițiile unui epitermalism tîrziu, făcînd astfel posibilă în ambele cazuri generarea aceleiași pirite lamelar-octaedrice.

5. LEGĂTURA STRÎNSĂ DINTRE CRISTALIZAREA DIN SOLUȚII EPITERMALE ȘI CRISTALIZAREA DIN SOLUȚIA MARINĂ

Este cunoscută variația habitului cristalului de pirită cu gradul de mineralizație, cu temperatura, cu adîncimea filoanelor hidrotermale sau între filoane și corpurile metasomatice (I. Sunagawa, 1957; G. Suzuki, 1962; *Mineralî spravocinic*, 1960).

Care sînt termenii de trecere de la pirita filoniană sau metasomatică la pirita autigenă?

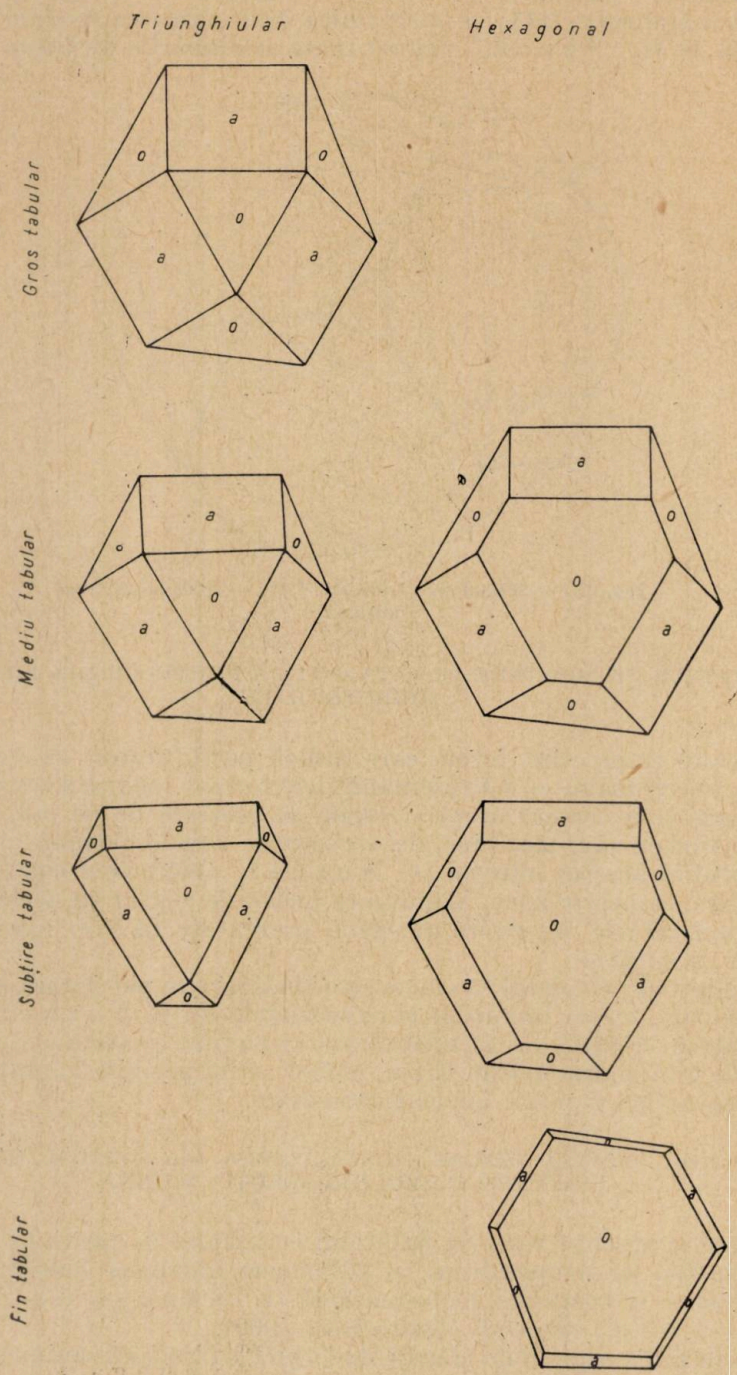


Fig. 1. — Habitul tabular la pirita autigenă

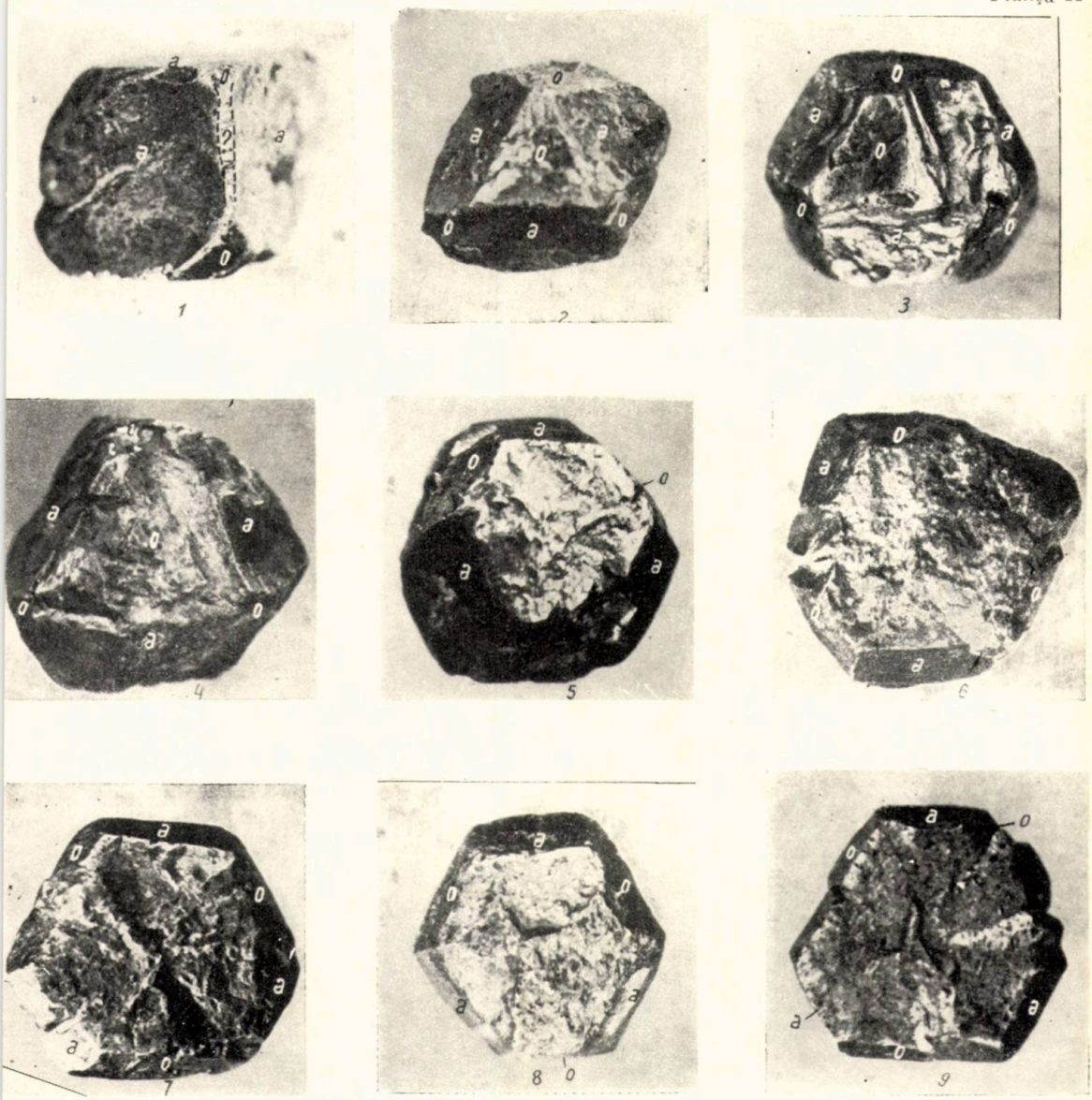
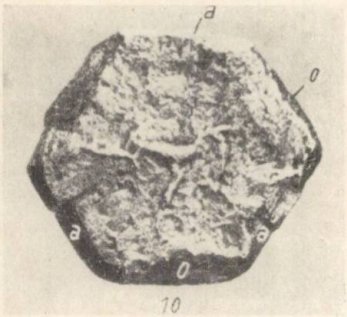


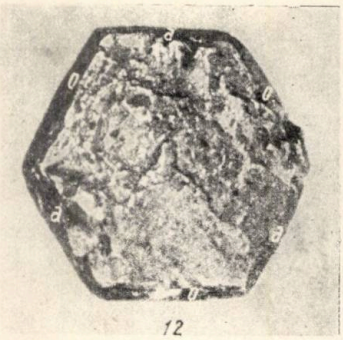
Fig. 1. — Cub cu octaedru. Pe muchia cubului apare o față îngustă care n-a putut fi determinată.

Fig. 2 și 3. — Cristale gros tabulare.
Fig. 4 și 5. — Cristale gros-mediu tabulare.
Fig. 6,7 și8. — Cristale mediu tabulare.
Fig. 9. — Cristal mediu subțire tabular.



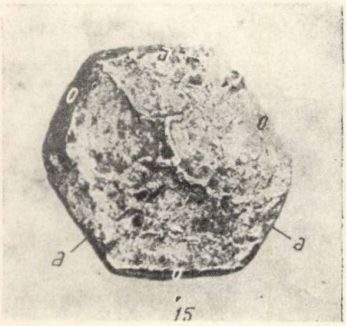
10

11



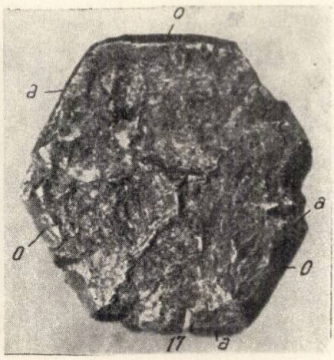
12

14



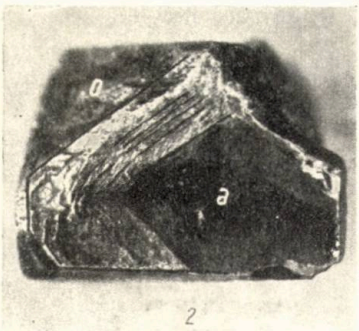
15

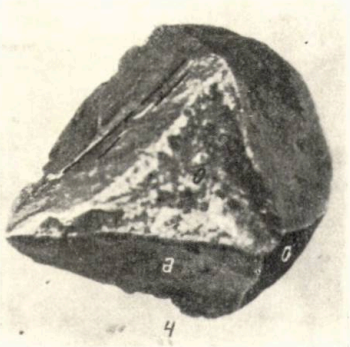
16



17

Fig. 10. — Cristal mediu subțire tabular.
Fig. 11,12,13 și 14. — Cristale subțiri tabulare.
Fig. 15,16 și 17 — Cristale fin tabulare.





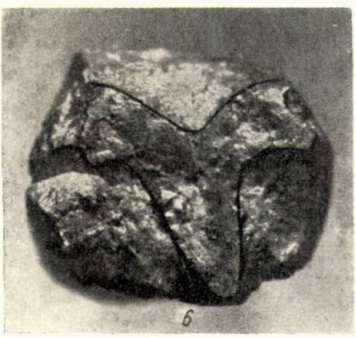


Fig. 1. — Striuri închise pe fața a (100).
Fig. 2. — Detaliu pe fața a (100). Între fața de cub a (100) și fața de octaedru o (111) apare o față mai puțin strălucitoare pe care se observă striuri de creștere dese și subțiri. Se delimitează între fețele „a" și „o" o față cu indici mari care nu a putut fi determinată.
Fig. 3 și 4. — Creșterea cristalului după fața de octaedru pusă în evidență prin striurile de creștere pe fața o (111) superioară.
Fig. 5 și 6. — Detaliu pe fața de octaedru. Se pune în evidență un relief triunghiular după L^3, mai subțire și mai scurt (5) și mai lat și complet (6).

În primul rînd cubul simplu cu striații închise, descris în cazul piritei autigene, este foarte comun corpului metasomatic, rocilor care mărginesc filoanele și părților superioare ale filoanelor formate din soluții epitermale.

Mai mult, G. S u z u k i (1962) găsește pe fisurile din părțile superioare ale filoanelor epitermale cristale tabulare de pirită. Aceste cristale sînt interpretate însă ca piritoedre.

Bănuim că cel puțin unele din aceste cristale ar putea fi identice cu cristalele tabulare de pirită, prezentate de noi.

Credem că aici trebuie căutat punctul de legătură al soluțiilor hidrotermale cu soluțiile apoase. Este posibil ca, în ultimul lor stadiu, soluțiile hidrotermale să aibă un chimism și o temperatură apropiată de cea a apei de mare.

Factorul comun al celor două medii, marin euxinic și epitermal, apare clar dacă ținem seama de evoluția chimismului soluțiilor hidrotermale. Se știe că aproape întreaga cantitate de oxigen din soluția hidrotermală inițială este consumată pentru formarea oxizilor. În ultimul lor stadiu, soluțiile se vor caracteriza prin lipsa oxigenului și prin prezența H_2S, CO_3^{2-}, SO_4^{2-} etc.

Pe de altă parte, degajările tîrzii de sulf vor contamina aceste soluții slab mineralizate. Rezultă că valoarea pH, Eh a gradului de mineralizare și a temperaturii soluțiilor hidrotermale în ultimul lor stadiu trebuie să fie destul de apropiată de aceea a soluțiilor marine. Din ambele soluții se pot depune cristale de pirită cu habit identic.

CONCLUZII

Din prezentarea și interpretarea formelor de dezvoltare a pirite autigene din depozitele oligocene ale Maramureșului se pot sublinia următoarele :

— pentru piritele autigene este caracteristic cubul simplu, cu striații închise, și combinația o (111) a (100) ;

— în menilite, forma de cub predomină asupra habitului tabular al combinației o (111) a (100) ;

— în argilite predomină habitul tabular reprezentat prin combinația o (111) a (100) ;

— piritele autigene prezintă o slabă variație a habitului ;

— germenul de cristalizare al piritei autigene este orientat foarte probabil cu una din axele L^3 paralel cu vectorul accelerației gravității ;

— cristalele tabulare descrise sînt rezultatul anizotropiei vitezei de creștere după două grupe de direcții L^3 ;

— prin analogie cu cristalele de pirită autigenă se pot face aprecieri asupra chimismului și temperaturii soluțiilor hidrotermale ;

— soluțiile hidrotermale în ultimul lor stadiu ar putea avea un chimism și o temperatură apropiată de cea a soluțiilor marine din medii reducătoare.

THE STUDY OF AUTHIGENIC PYRITES OF THE MARAMUREŞ OLIGOGENE

SUMMARY

The correlations established between the mineral habit and ore formation conditions are quite significant as the present study deals with an authigenic sedimentary pyrite originating in a marine medium. Generally, on the crystalography of this type of pyrite few data are available.

The pyrites described have been sampled from the upper bituminous complex of the Oligocene deposits in the Maramureş area. Pyrite occurs in the menilite and argillite horizons as variously sized crystals and crystal aggregates running parallel with the general stratification. The occurrence of these pyrites and bituminous elements in the sedimentary complex pyrites and bituminous elements in the sedimentary complex suggests a reductive euxinic medium with some tectonic bodies in the Maramureş depression, dating as far back as the Oligocene.

Crystallographic investigations on pyrites revealed the presence of a specific habit as a result of the combination between cubic (100) and octahedral (111) forms that are highly developed in all the natural openings studied. Peculiar to these Oligocene authigenic pyrites is the way in which this cube-octahedron combination is evolving towards a tabular habit with a ternary symmetry. This aspect has never been reported so far in literature. Goniometric measurements have evinced that the disposition of pyrite crystals in the stratum corresponds to their ternary symmetry axis which is always perpendicular on the plane of argillitic stratification. The other three axes located in the sedimentary horizon emphasize the level of maximum development of the tabular habit in the authigenic pyrite.

Taking into account pyrite tabular crystal thickness variation in the direction of the ternary axis parallel to the gravitation vector, the following series of crystallographic habits could be separated : thick tabular habit pyrites ; tabular medium thick ; tabular medium ; tabular thin ; balanced habit and curved crystals (Plate I, Fig. 13).

Frequency diagrams (histograms), statistically estimated on a large number of instances within each group, revealed the highest incidence of the habit thin and the fine hexagonal tabular one followed by the hexagonal tabular medium thick habit and the cube-octahedron balanced one (Fig. 14).

The rate of pyrite crystal habit occurrence is widely different in the menilite horizon viz., the cubic habit is prevailing (45 per cent) whereas the thick and medium tabular one amount only to 1/5 of the cases. Consequently, the tabular is prevailing in the argillite horizon, and the cubic one in the menilite horizon. The latter is completely missing in the argillite horizon. However, the tabular habit occurs in both horizons.

Pyrite crystal habit variation is a direct function of the iron and sulphur ion concentration in marine solutions. With high concentrations, cubic habit crystals are formed (in menilites lying always at the basis of argillites). A decrease in the solution concentration generates, over a

longer lapse of time, only pyrite tabular crystals. They get thinner and thinner with the decrease in iron and sulphur ions in the solution. Thus, crystal thickness would be proportional to the concentration and time of crystallization. Our findings attest Sunagrawa's hypothesis (1957) stating that slowly developed pyrite crystals would reveal a slight habit variation, showing a tabular evolution (in hydrothermal media).

As regards the growth of pyrite crystals in the euxinic medium, as in our circumstances, they show an equal development from the very beginning according to three symmetry axeis of the third degree (L^3), differing, however, by the fourth (L^3) ternary axis running parallel to the gravity speed vector in the course of marl sedimentation and pyrite formation in marine waters.

Face variations in the tabular pyrite may be emphasized by a series of variously sized tabular pyrite crystals which evince both hexagonal and a triangular contour of the octahedron face. Mention should be made of the occurrence, under specific circumstances, of curved crystals and pyrite concretions.

Finally, based on the occurrence of a pyrite crystal lamellar habit a parallelism has been drawn between the conditions peculiar to the euxinic medium and those of a later epithermal environment, that are almost similar from the viewpoint of chemism, temperature and pressure.

BIBLIOGRAFIE

BANYAI I. (1963), *Geochimia sedimentelor de ape minerale din zona Harghita.*, Asoc. geol. carp.-balc., Congr. V (1961), Com. șt., București, **5**.

CAZIȚÎN IN. V. (1956), *O razlicinîh morphologiceskih tipah pirita, Kristallografia*, Leningr. gorn. Inst. **5**.

CĂDERE D. M. (1928), *Fapte pentru a servi la descrierea mineralogică a României*, Mem. Acad. Rom., **III**, *3*, *5* ; *4*, *2* ; *4*, *5* : *5*, *6*.

COSTOV I. S. (1962), *Morfologia pirita*, Izv. In-t. Geol., A.N. **11**.

DANA J. D. (1892, 1946), *The System of Mineralogy*, New Work.

DJAFAROV CE. D. (1961), *Ob osobenostiah morfologii kristallov pirita iz mestorojdenii nahicevanscoi ASSR.*, Zap. Vsesoizn. miner. obsc., **XC**, *4*.

EVZICOVA N. Z. (1965), *Prințipî structurnogeometricescogo analiza granei cristallov*, Zap. Vsesoiuzn. miner. obșc., **XCIV**.

FILIPESCU M. (1935), *Recherches géologiques entre la vallée Teleajen et la vallée de la Doftana*, An. Com. geol., **17**.

FILIPESCU M. (1942), *Le fénomène de minéralisation à l'extéreur des Carpates Orientales*, Bul. Soc. Rom. Geol., **5**.

GHIȚULESCU (1939), *Noie préliminaire sur les gisements métallifères de la région de curbure des Carpathes Orientales*, Bul. Acad. Rom., **21**, *3 — 4*.

LÁSZLÓ T. (1953), *Observațiuni morfologice asupra mecanismului de creștere a cristalelor heteropolare*, St. cerc. șt., *1 — 2*, an. IV, Acad. R.P.R., Fil. Cluj.

MÁRTONFI L. (1892), *Beiträge zur mineralogisch-geologischen Kenutnis des Siebenbürgischen Beckens*, O. t. t. Ert., *17*, Ref. z.k. 1894, *23*.

MATEESCU I. (1958), *Studiul petrografic al cărbunilor de la Rudăria Zimnicea Mare*, An. Com. geol., **31**.

MOTAȘ I. C. (1956), *Contribuții la studiul geologiei Maramureșului (Bazinul Văii Izei)*, D. S. Com. geol., **XL**.

PATRULIUS D. (1956), *Contribuțiuni la studiul geologic al Maramureșului (Bazinul Ruscovei)*, Com. geol., **XL**.

PONI P. (1900), *Étude sur les minéraux de la Roumanie*, An. Univ. Iași, **1**, *1*.

POPESCU C. GH. (1964), *Observații asupra cîtorva aspecte morfologice ale unor cristale din zăcămîntul Herja (Baia Mare)*, Anal. Univ. Buc., seria geol.-geogr., *1*.

Popescu S. (1934), *Études pétrographique et chimiques du charbon de Borsec-Roumanie*, An. Com. geol., **16**.
Sunagawa I. (1957), *Variation in cristal habit of pyrite*, Rep. Geol. Surv. Japon, *175*, 1 — 75.
Suzuki G. (1962), *On the internal structure of pyrite*, The Sc. Rep. of the Tohoku Univ., **VIII**, *1*, 69 — 136.
Şafranovskii I. I., Mokievscкii V. A. (1964), *Nekotorîe problemî sovremennoi kristallomorfologii mineralov*, Zap. Vsesoiuzn. miner. obşc., **XCIII**, *5*.
Zepharovich V. V. (1893), *Mineralogisches Lexicon des Kaiserthums Österreich*, Viena.
* * * (1960), *Minerali saprovocinic*, Akad. nauk SSSR, I, 269.

Universitatea „Babeş-Bolyai" Cluj
şi
Universitatea „Al. I. Cuza" Iaşi

Primit în redacţie
la 9 februarie 1967

CERCETĂRI GEOCHIMICE ASUPRA STRATELOR DE PLOPU DIN ZONA FLIȘULUI EXTERN — CARPAȚII ORIENTALI *—

DE

CORNELIA BOTEZ, L. IONESI, DIDINA NACU, OR. NICHITA, MARIA POIENESCU și A. BIRO

55(05)

CONSIDERAȚII GEOLOGICE

În flișul extern din Carpații Orientali, partea superioară a eocenului (priabonianul) este constituită dintr-un complex de depozite argiloase cu intercalații subordonate de gresii. Deși reprezintă aceeași fază de sedimentare, complexul argilos, nu este uniform pe întreaga suprafață a flișului extern, ci prezintă unele variații litologice. În aria estică, aceste depozite sînt cunoscute sub numele de strate de Bisericani, pe cînd în aria vestică sub numele de strate de Plopu. Recent, I. Băncilă (1955) a introdus pentru aria cea mai vestică denumirea de strate de Podu-Secu.

Într-o lucrare anterioară ne-am ocupat cu studiul geochimic comparativ al stratelor de Bisericani din valea Bistriței — regiunea în care a fost descris stratotipul — și din valea Humorului (1967). Continuînd aceeași linie, ne-am propus să studiem, în același mod și stratele de Plopu.

Denumirea de strate de Plopu a fost introdusă de către I. Atanasiu (1943), după pîrîul Plopu, afluent pe stînga văii Trotușului, în apropiere de Dărmănești. Astfel, I. Atanasiu arată că gresiile de Tarcău suportă un complex marnos cu intercalații roșii, a cărui grosime nu pare să depășească 70 m și în care apar intercalații de gresii albăstrui, în strate subțiri, cu numeroase hieroglife.

Din cele observate, în cadrul acestui complex, pe pîrîul Plopu se pot separa două orizonturi : un orizont inferior, la contactul cu gresiile

---

* Comunicare prezentată la sesiunea științifică a Institutului de geologie și geografie al Academiei Republicii Socialiste România, din aprilie-mai 1968

St. și cerc. de geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 14, nr. 2, p. 337–352, București, 1969

de Tarcău, cu intercalaţii de argile roşii şi verzi, relativ subţire, şi unul superior, cu argile verzi şi cenuşii, lipsit de intercalaţii de argile roşii.

Orizontul cu argile roşii şi verzi. Trecerea de la gresiile de Tarcău la complexul de argile, aşa după cum remarcă I. A t a n a s i u, se face gradat, pe o grosime mică (8—10 m), în care gresiile sînt subţiri, sub 1 m, şi au intercalaţii repetate de argile. Peste acestea urmează, pe o grosime de 18—20 m, o alternanţă de argile verzi, roşii şi pestriţe, în baza cărora, pe 2—3 m, apar strate de gresii micacee, pînă la 40 cm grosime, cu intercalaţii de argile verzi şi rare dungi centimetrice de argile roşii. Limita superioară a acestui orizont am trasat-o acolo unde dispar argilele roşii.Particularităţile litologice impun ca aceste depozite să fie separate ca entitate litologică distinctă, în cadrul stratelor de Plopu.

Din acest orizont au fost colectate patru probe, două de argile roşii şi două de argile verzi.

Orizontul cu argile verzi. În continuare, peste argilele roşii şi verzi, pînă sub gresia de Lucăceşti, urmează o serie relativ monotonă de argile şi marne argiloase de culoare verzuie şi mai rar cenuşie. Nu se poate spune că sînt absolut uniforme, ci există varietăţi mai grezoase, cu şistuozitate evidentă, altele au o plasticitate mai mare şi o culoare verzui deschis. În unele cazuri, mai ales în bază, pe feţele expuse, devin negricioase. Ca intercalaţii se găsesc gresii micacee fine, de grosimi centimetrice. Aproximativ la 25 m peste argilele roşii apare o zonă în care intercalaţiile de gresii sînt mai frecvente, alternînd de la 0,3 m la 0,5 m. După estimările făcute, grosimea orizontului cu argile verzi este de circa 80—90 m. Trebuie să relevăm faptul că în partea superioară nu sînt complet deschise, încît nu se poate vedea succesiunea de detaliu. Din acest orizont au fost colectate opt probe luate la distanţe de 8—10 m între ele.

Din punct de vedere tectonic regiunea se încadrează în pînza de Tarcău.

În afară de regiunea tip ne-am propus să studiem în comparaţie, pentru a vedea analogiile şi deosebirile chimico-mineralogice şi depozitele, socotite litologic şi stratigrafic identice, dintr-o altă regiune, şi anume din bazinul văii Moldoviţa, cercetată de L. I o n e s i (1965).

Probele pentru studiu au fost colectate de pe pîrîul Puşca, afluent pe dreapta văii Moldoviţei, în apropiere de comuna Vama. Aici stratele de Plopu sînt deschise aproape continuu, cu excepţia părţii bazale de la contactul cu gresiile de Tarcău, încît pentru această parte am folosit deschiderile de pe pîrîul Lupoaia, din apropierea comunei Vatra Moldoviţa. Din punct de vedere tectonic regiunea se încadrează în pînza de Tarcău.

La fel ca şi pe pîrîul Plopu, în cadrul complexului argilos al stratelor de Plopu se pot separa aceleaşi două orizonturi : orizontul cu argile roşii şi verzi şi orizontul cu argile verzi.

Orizontul cu argile roşii şi verzi are o grosime mică, de circa 10—15 m şi apare constant în baza stratelor de Plopu. Faţă de pîrîul Plopu, intercalaţiile grezoase sînt mai numeroase.

Orizontul argilelor cenuşii-verzui. În continuare, urmează un complex argilos în care rocile dominante sînt argilele şi argilele slab calcaroase de culoare cenuşie şi verzuie. La fel ca şi pe pîrîul Plopu nu sînt uniforme, ci apar unele varietăţi de argile grezoase, argile cafenii şi negricioase sau cu numeroşi oxizi de fier. În partea superioară, pe ultimii 50 —60 m,

apar mai multe intercalații de marne argiloase albicioase, în grosime de 5—30 cm, care se pun foarte clar în evidență prin colorație și duritate mai mare. Între depozitele argiloase se găsesc intercalații de gresii cenușii, fine, micacee, în strate de 2—30 cm, cu textură curbicorticală și hieroglife. Proporțional, gresiile sînt foarte reduse. Se pun în evidență și cîteva nivele cu o frecvență mai mare, fără să depășească o proporție de 20—30%. Grosimea orizontului este de circa 200—250 m. Din cadrul lui au fost cercetate un număr de 13 probe.

Comparînd stratele de Plopu de pe pîrîul Pușca cu cele de pe pîrîul Plopu, se constată pe lîngă caracteristici comune și unele diferențe. Astfel, în amîndouă regiunile se individualizează în bază orizontul cu argile roșii și verzi, cu deosebirea că în bazinul Moldoviței intercalațiile de gresii sînt mai numeroase. Pe pîrîul Plopu argilele din orizontul superior au culoarea predominant verzuie, pe cînd pe pîrîul Pușca sînt mai mult cenușii. Intercalațiile de gresii sînt mai numeroase pe pîrîul Pușca. Grosimea complexului de argile este mai mare pe pîrîul Pușca.

Stratele de Plopu, deși reprezintă un complex pelitic, așa după cum remarcă I. Atanasiu, își păstrează caracter de fliș, încît trebuie considerate ca depozite sinorogene. În accepția mai nouă ele ar reprezenta un fliș distal.

DATE EXPERIMENTALE ȘI DISCUȚII

Studiul geochimic comparativ al stratelor de Plopu din cele două regiuni, bazinul văii Trotușului (pîrîul Plopu) și bazinul văii Moldoviței (pîrîul Pușca), se bazează pe analiza granulometrică, chimică, derivatografică și mineralogică a rocilor argiloase. În acest scop, s-au ales 25 de probe, dintre cele mai caracteristice, din regiunile respective. În coloanele litologice din fig. 1 și 2 s-au trecut : grosimea stratelor de Plopu, numărul de ordine al probelor analizate (corespunzător situației lor în coloană) și natura petrografică a acestora.

Pentru precizarea chimismului rocilor s-a determinat conținutul în : SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, CaO, MgO, Na_2O, K_2O, CO_2, H_2O^-, iar pentru precizarea componenților mineralogici, în special argiloși, s-a folosit analiza termică diferențială (DTA). Rezultatele analitice obținute pentru cele două profile sînt consemnate în tabelul nr. 1.

ANALIZA GRANULOMETRICĂ

Din tabelul nr. 2, care indică conținutul în material argilos, aleuritic și nisipos al probelor, rezultă că majoritatea rocilor de pe pîrîul Plopu conțin între 42 și 56% componenți argiloși. Numai cîteva depășesc aceste valori ajungînd pînă la 69%. Rocile de pe pîrîul Pușca sînt mai sărace în material argilos. Unele au un conținut similar cu cele de pe pîrîul Plopu (între 42 și 56 %), iar restul valori mai mici, sub 42%. În ceea ce privește materialul nisipos, majoritatea probelor de pe pîrîul Pușca au cantități ceva mai mari în raport cu cele de pe pîrîul Plopu.

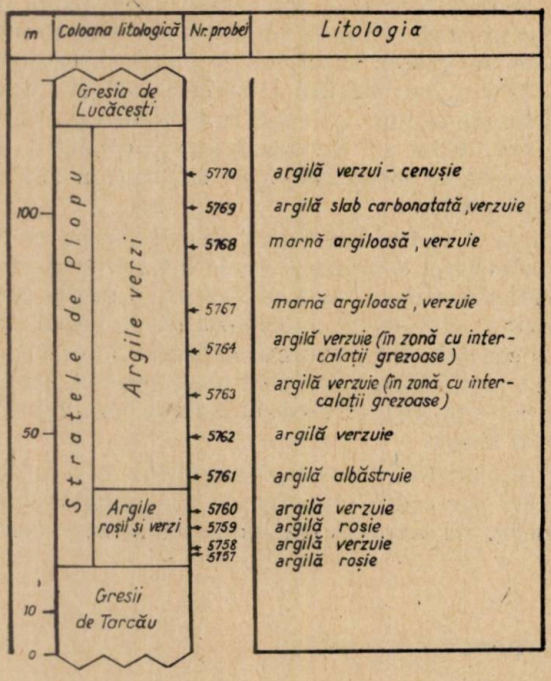


Fig. 1. — Profil geologic — pîrîul Plopu (după I. Atanasiu).

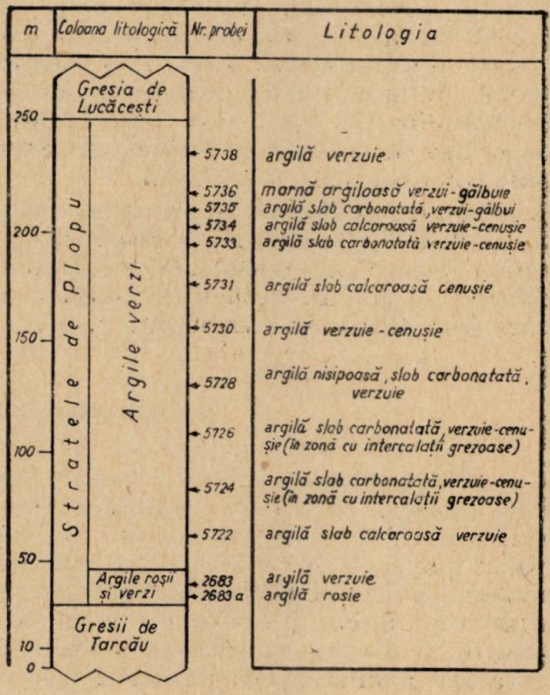


Fig. 2. — Profil geologic — pîrîul Pușca (după L. Ionesi).

Tabelul nr. 1

Compoziția chimică a stratelor de Plopu

de pe pîrîul Plopu și pîrîul Pușca

Nr. probei	Denumirea rocii	SiO_2 %	Al_2O_3 %	Fe_2O_3 %	CaO %	MgO %	Na_2O %	K_2O %	H_2O^- %	CO_2 %	Pierderi calcinare	Suma
	Pîrîul Plopu — bazinul văii Trotușului —											
5 770	Argilă verzui-cenușie	54,05	20,48	5,98	1,44	0,27	0,41	3,66	4,49	1,25	8,03	100,06
5 769	Argilă slab carbonatată verzuie	54,21	15,83	5,92	5,16	0,65	0,24	2,54	5,05	4,63	5,83	100,06
5 768	Marnă argiloasă verzuie	42,50	10,37	3,76	18,63	0,24	0,36	1,68	3,05	14,69	4,41	99,69
5 767	Marnă argiloasă verzuie	39,17	9,81	3,75	20,14	0,45	0,26	1,66	2,92	16,61	5,09	99,86
5 764	Argilă verzuie	57,00	20,00	6,88	—	—	0,44	3,73	5,65	—	6,53	100,23
5 763	Argilă verzuie	60,02	18,39	6,39	—	—	0,95	4,01	4,43	—	6,32	100,51
5 762	Argilă verzuie	60,62	19,87	6,22	—	—	0,66	3,94	3,51	—	6,18	101,00
5 761	Argilă albăstruie	55,58	19,92	7,19	—	—	0,56	4,25	4,60	—	8,12	100,22
5 760	Argilă verzuie	60,61	19,86	5,87	—	—	0,98	3,78	3,72	—	5,56	100,38
5 759	Argilă roșie	50,76	20,87	13,76	—	—	0,66	4,11	3,34	—	7,28	100,78
5 758	Argilă verzuie	56,05	21,77	7,12	—	—	0,75	4,21	3,73	—	7,09	100,72
5 757	Argilă roșie	50,18	21,53	11,25	—	0,25	0,48	4,86	4,30	—	7,67	100,52
	Pîrîul Pușca — bazinul văii Moldovița —											
5 738	Argilă verzuie	60,08	16,77	5,88	2,73	—	0,44	3,21	2,01	1,55	6,77	99,44
5 736	Marnă argiloasă verzui-gălbuie	44,46	11,20	4,31	18,92	—	0,44	2,15	2,16	13,59	2,75	99,98
5 735	Argilă slab carbonatată, verzui-gălbuie	50,52	12,59	6,13	11,05	0,70	0,46	2,65	2,62	8,94	4,25	99,91
5 734	Argilă slab calcaroasă, cenușiu-verzuie	60,92	15,87	6,15	3,03	—	0,38	3,14	3,05	2,26	5,23	100,03
5 733	Argilă slab carbonatată, cenușiu-verzuie	53,39	20,46	6,49	4,41	0,35	0,79	3,73	2,87	3,65	4,53	100,67
5 731	Argilă slab calcaroasă, cenușie	48,11	16,49	6,92	9,88	—	0,92	3,34	2,00	7,76	3,72	99,14
5 730	Argilă verzui-cenușie	57,62	20,33	8,62	—	—	0,89	4,36	2,19	—	5,73	99,74
5 728	Argilă nisipoasă, slab carbonatată, verzuie	62,15	14,79	6,39	2,97	0,29	0,42	2,68	3,40	2,48	5,41	100,98
5 726	Argilă slab carbonatată, verzui-cenușie	56,67	18,28	7,13	3,63	0,26	0,43	2,32	3,30	2,92	4,90	99,84
5 724	Argilă slab carbonatată, verzui-cenușie	57,77	17,89	6,98	2,91	0,32	1,05	3,68	2,54	2,40	4,58	100,12
5 722	Argilă slab calcaroasă, verzuie	53,90	17,29	6,75	4,93	—	0,63	3,54	2,44	3,84	6,11	99,43
2 683	Argilă verzuie	53,36	21,15	8,07	1,82	—	0,62	4,48	2,82	1,43	6,49	100,24
2 683a	Argilă roșie	51,98	21,30	11,90	—	—	0,76	4,78	3,25	—	5,40	99,37

Tabelul nr. 2

Analiza granulometrică

Nr. probei	Nisip >0,05 mm %	Aleurit 0,05—0,005 mm %	Argilă <0, 005 mm %	Tipul de rocă
		Straie de Plopu — pîrîul Plopu —		
5 770	8,8	23,6	67,6	argilă fin dispersă
5 769	8,4	31,6	60,0	argilă
5 768	4,6	39,8	55,6	aleuro-argilă
5 767	1,5	49,5	49,0	aleuro-argilă
5 764	1,0	30,0	69,0	argilă aleuritică fin dispersă
5 763	7,6	47,0	45,4	argilă
5 762	7,9	47,6	44,5	argilă
5 761	14,8	29,1	56,1	argilă
5 760	13,7	44,8	41,5	argilă
5 759	16,6	27,6	55,8	argilă
5 758	11,1	43,7	45,2	argilă
5 757	20,2	27,6	52,2	argilă
		Straie de Plopu — pîrîul Pușca —		
5 738	33,6	40,6	25,8	subargilă aleuritică
5 736	21,6	41,5	36,9	subargilă aleuritică
5 735	22,4	37,8	39,8	subargilă aleuritică
5 734	36,1	41,7	22,2	subargilă aleuritică
5 733	8,6	44,2	47,2	argilă
5 731	7,5	44,9	47,6	argilă
5 730	19,7	37,8	42,5	argilă
5 728	39,3	35,4	25,3	subargilă nisipoasă
5 726	30,9	34,2	34,9	subargilă aleuritică
5 724	8,3	35,9	55,8	argilă
5 722	18,3	36,3	45,4	argilă
2 683	17,1	32,9	50,0	argilă
2 683a	17,2	34,8	48,0	argilă

Deosebirile care există între cele două regiuni, asupra raportului material argilos/material nisipos, ar putea fi determinate de apropierea şi depărtarea de sursa terigenă. În acest caz, pîrîul Pușca a avut o sursă terigenă mai apropiată.

Proiectînd datele analizei granulometrice în diagrama lui L. B. Ruhin (1953) (fig. 3), se constată că aceste probe sînt argile sau subargile, cu predominarea primelor. În regiunea pîrîului Plopu toate rocile au caracter de argile, cu variaţiuni între argile fin disperse şi aleuro-argile, pe cînd în regiunea pîrîului Pușca din bazinul văii Moldoviţa găsim argile şi subargile. Acesta este un argument care confirmă apropierea de sursa terigenă a regiunii pîrîului Pușca.

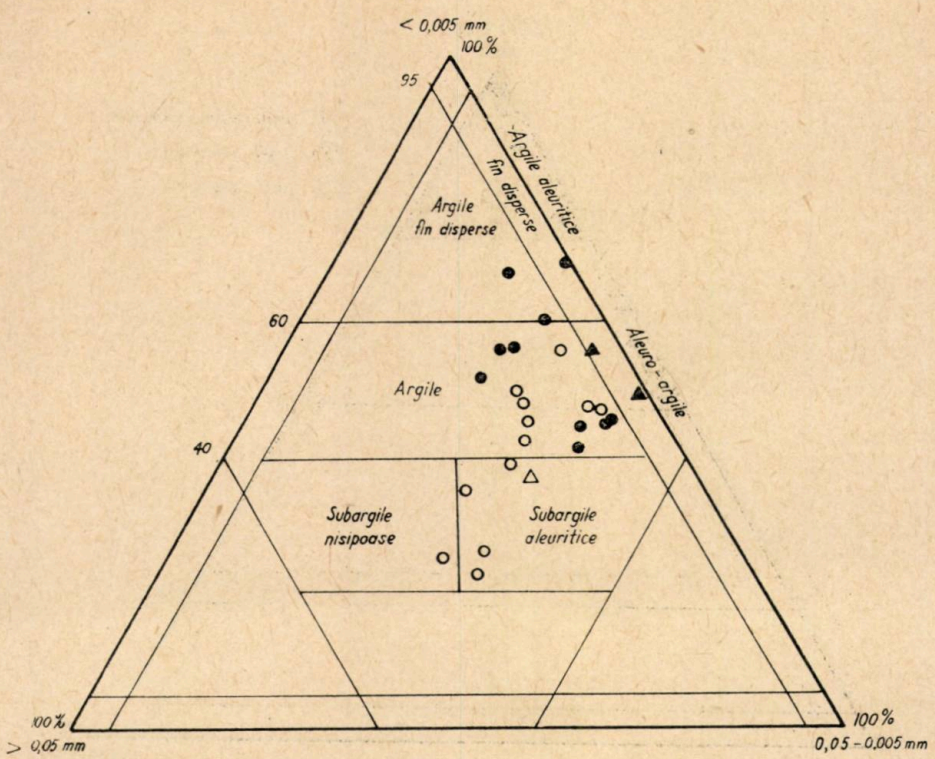


Fig. 3. — Diagrama lui L. B. Ruhin pentru clasificarea rocilor nisipo-aleurito-argiloase.

CARACTERUL CHIMICO-MINERALOGIC

Datele analitice (tabelul nr. 1) scot în evidenţă caracterul ceva mai carbonatat al stratelor de Plopu de pe pîrîul Puşca, prin conţinutul de CO_2, respectiv CaO şi MgO. În ansamblu, se constată o creştere uşoară a conţinutului de carbonaţi din bază spre partea superioară a profilelor. În partea superioară se remarcă chiar apariţia unor intercalaţii marnoase. Conţinutul mai ridicat în carbonaţi al unor probe se datoreşte probabil prezenţei globigerinelor, care sînt foarte abundente în partea superioară a stratelor de Plopu.

Indicaţii detaliate asupra chimismului propriu fiecărei roci, sau asupra tipurilor principale de roci pot rezulta folosind o serie de scheme de clasificare în diagrame triunghiulare.

Din diagrama lui S. G. Vişneakov (1953) (fig. 4) rezultă că roca dominantă în regiunea unde a fost descris stratotipul (pîrîul Plopu) este argila. Aceasta este asociată cu unele intercalaţii de marne argiloase. Stratele de Plopu din bazinul văii Moldoviţa (pîrîul Puşca) sînt constituite de asemenea din argile, asociate cu argile carbonatate. În partea superioară a profilului, intercalaţiile de argile carbonatate şi marne argiloase sînt mai frecvente.

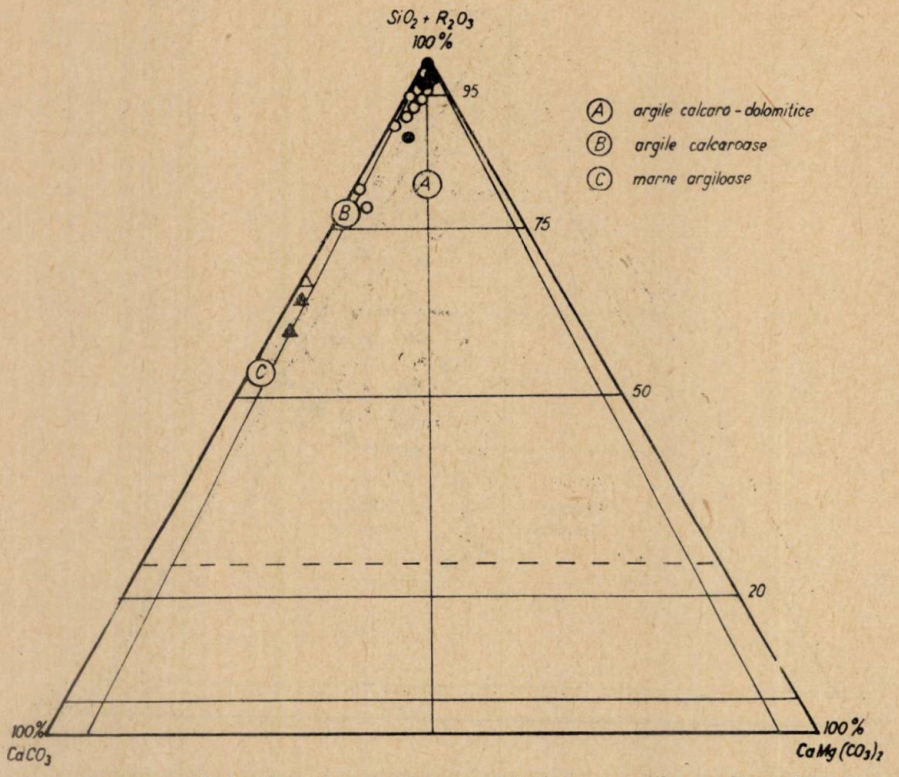


Fig. 4. — Diagrama S. G. Vişneakov pentru caracterizarea rocilor calcaro-dolomito-argiloase.

Rezultă deci că stratele de Plopu sînt formate în principal din roci argiloase.

Analizînd diagrama $SiO_2-Al_2O_3-Fe_2O_3$ (fig. 5), se observă o grupare a majorităţii rocilor pe aceeaşi direcţie, datorită unui raport aproape constant Al_2O_3/Fe_2O_3. Valoarea medie a acestui raport este 2,75 pe pîrîul Plopu şi 2,50 pe pîrîul Puşca. În afară de aceasta, se diferenţiază într-o zonă aparte argilele roşii din baza stratelor de Plopu, din ambele regiuni. La acestea, raportul Al_2O_3/Fe_2O_3 este ceva mai mic (1,5 — 1,9) (tabelul nr. 3), datorită valorilor crescute de Fe_2O_3. Această grupare pe două zone diferite reflectă o componenţă mineralogică diferită a materialului argilos din orizontul cu argile roşii, faţă de orizontul cu argile verzui-cenuşii.

Raportul constant Al_2O_3/Fe_2O_3 al stratelor de Plopu, din ambele regiuni, arată pe de o parte originea comună a Fe şi a materialului argilos, rezultate din procesul de alterare a uscatului limitrof şi pe de altă parte identitatea sursei de material terigen în cele două zone supuse procesului de alterare.

Valorile deosebite ale raportului Al_2O_3/Fe_2O_3, între argilele roşii şi cele verzui-cenuşii, denotă în primul rînd condiţii diferite de alterare pe aria terigenă.

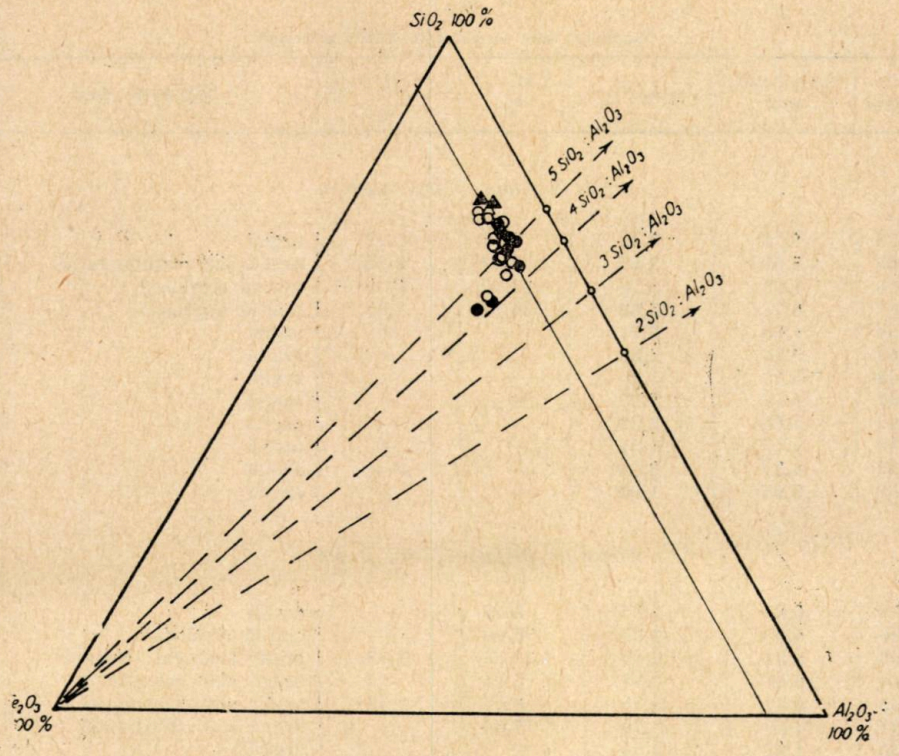


Fig. 5. — Diagrama $SiO_2 - Al_2O_3 - Fe_2O_3$.

În diagrama $SiO_2 - Al_2O_3 - Fe_2O_3$ din figura 5, s-a reprezentat pe latura din dreapta raportul molecular SiO_2/Al_2O_3, corespunzător diferitelor minerale argiloase. Se constată că acest raport se situează între limitele 4 și 6. Aceasta poate arăta indentitatea compușilor argiloși ai rocilor din ambele regiuni.

Pentru a preciza această indentitate s-a efectuat și un studiu termogravimetric și termodiferențial asupra fracțiunilor fine, separate granulometric, cu diametrul mai mic de 0,005 mm. Această analiză s-a executat cu ajutorul unui derivatograf de tip Paulik F., Paulik I., Erdey L. Viteza de încălzire a fost de 13°C/minut. În figura 6 se reprezintă cîteva derivatograme, pe baza cărora s-au calculat și pierderile în greutate pînă la 900°C (tabelul nr. 4).

Termogramele argilelor verzi (fig. 6) scot în evidență trei procese principale : primul și al treilea endoterme, iar al doilea exoterm. După datele din literatură (E. M. Vikulova, 1957 și 1962), primul proces corespunde pierderii apei legate prin adsorbție, al doilea oxidării substanței organice, iar al treilea apei legată chimic.

Primul pic endoterm se situează între 140 și 180°C, al doilea pic endoterm între 580 și 600°C, iar cel exoterm la 350—380°C. În jur de 860—880°C

Tabelul nr. 3

Raporturi între componenţii chimici principali

Nr. probei	SiO_2/Al_2O_3 mol	Al_2O_3/Fe_2O_3	$CaCO_3$ %	$CaMg(CO_3)_2$ %	Tipul de rocă
			Strate de Plopu — pîrîul Plopu —		
5 770	4,48	3,43	1,51	1,23	argilă
5 769	5,81	2,67	7,34	2,93	argilă slab carbonatată
5 768	6,95	2,76	32,20	1,09	marnă argiloasă
5 767	6,77	2,62	35,52	2,05	marnă argiloasă
5 764	4,83	2,91	—	—	argilă
5 763	5,54	2,88	—	—	argilă
5 762	5,18	3,20	—	—	argilă
5 761	4,73	2,77	—	—	argilă
5 760	5,18	3,38	—	—	argilă
5 759	4,12	1,51	—	—	argilă
5 758	4,37	3,05	—	—	argilă
5 757	3,95	1,91	—	—	argilă
			Strate de Plopu — pîrîul Puşca —		
5 738	6,08	2,85	3,52	—	argilă
5 736	6,65	2,60	30,90	—	marnă argiloasă
5 735	6,81	2,05	16,86	3,18	argilă slab carbonatată
5 734	6,51	2,58	5,14	—	argilă slab calcaroasă
5 733	4,42	3,15	6,57	1,59	argilă slab carbonatată
5 731	4,95	2,39	17,64	—	argilă slab calcaroasă
5 730	4,81	2,35	—	—	argilă
5 728	7,13	2,31	4,19	1,32	argilă nisipoasă slab carbonatată
5 726	5,26	2,56	5,36	1,17	argilă slab carbonatată
5 724	5,47	2,56	3,87	1,46	argilă slab carbonatată
5 722	5,29	2,56	8,77	—	argilă slab calcaroasă
2 683	4,28	2,62	3,25	—	argilă
2 683 a	4,14	1,79	—	—	argilă

se observă un al treilea pic endoterm, de intensitate redusă, cu pierdere mică în greutate, legat posibil de distrugerea reţelei mineralului argilos.

Cantitatea de apă reţinută prin adsorbţie este de fiecare dată mai mică de cît cea legată chimic, ceea ce este caracteristic pentru hidromice. Pierderea totală în greutate, pînă la 900°C, este aproape aceeaşi la toate argilele verzi (tabelul nr. 4).

Argilele verzi, din ambele regiuni, conţin deci aceleaşi minerale argiloase, şi anume din seria hidromicelor. Acest fapt se poate datora unor procese de alterare, nu prea avansate, pe sursa terigenă, şi posibil unei adîncimi reduse a bazinului de sedimentare.

Derivatogramele argilelor roşii (2 683 *a* şi 5 759) scot în evidenţă unele deosebiri esenţiale faţă de argilele verzi. Astfel, pierderea apei adsorbite are loc în două procese suprapuse, ceea ce indică prezenţa a două tipuri de minerale argiloase cu puterea de adsorbţie diferită. Pierderea totală în greutate pînă la 900°C este mai mică de cît la argilele verzi (tabelul nr. 4), iar apa reţinută prin adsorbţie este de asemenea în cantitate

Tabelul nr. 4

Date derivatografice

Nr. probei	Denumirea rocii	Pierderea totală pînă la 900°C %	Proces I			Proces II			Proces III		
			%	T_{max}	$T\left(\frac{dw}{dt}\right)_{max}$	%	T_{max}	$T\left(\frac{dw}{dt}\right)_{max}$	%	T_{max}	$T\left(\frac{dw}{dt}\right)_{max}$
			Strate de Plopu — pîrîul Plopu —								
5 770	Argilă verzui-cenuşie	9,80	4,11	220	150	0,962	420	350	4,74	720	560
5 764	Argilă verzuie	9,36	3,80	240	140	1,030	418	320	4,54	780	590
5 762	Argilă verzuie	10,10	4,14	220	130	1,330	420	355	4,60	800	580
5 759	Argilă roşie	7,88	2,12	160	95	1,580	370	330	4,18	765	540
			Strate de Plopu — pîrîul Puşca —								
5 738	Argilă verzuie	10,80	3,64	200	130	1,935	420	380	4,93	860	640
5 730	Argilă verzui-cenuşie	10,50	3,22	220	140	1,990	430	380	5,25	900	600
5 724	Argilă verzui-cenuşie	9,42	4,18	220	140	0,996	440	340	4,25	780	600
2 683a	Argilă roşie	8,19	3,01	180	85	1,570	400	345	3,59	680	545

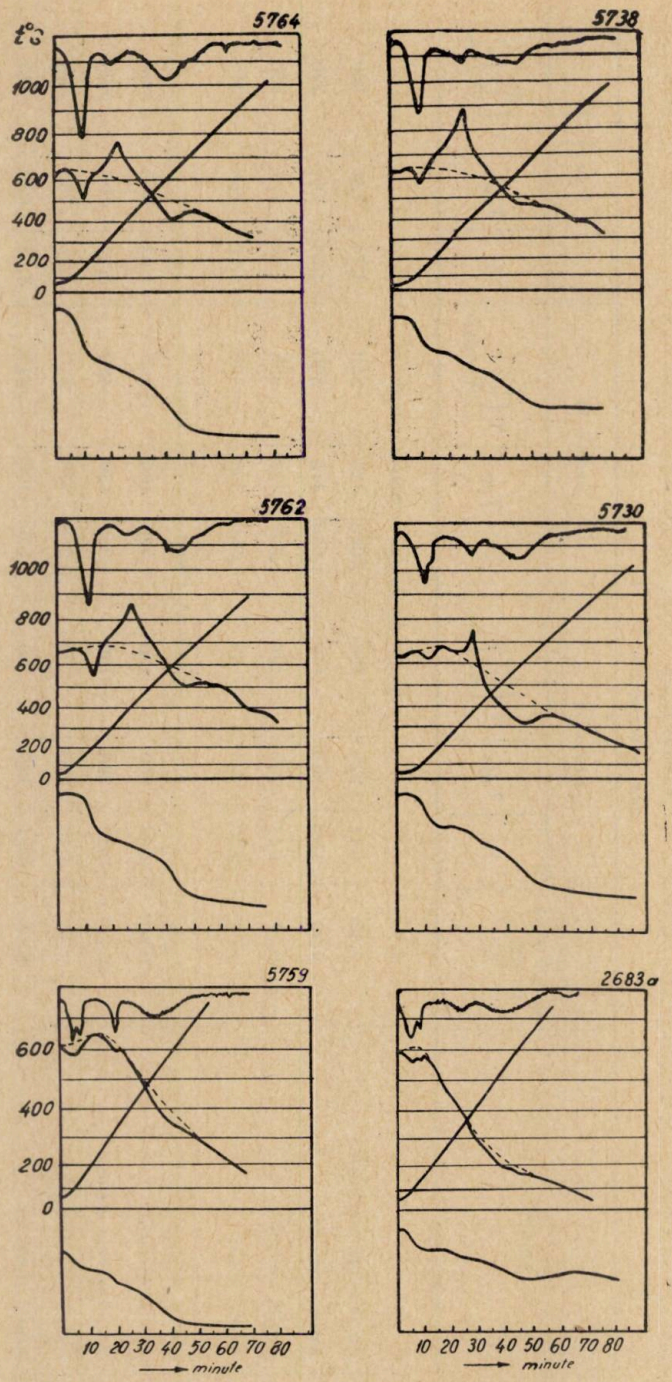


Fig. 6. — Derivatogramele argilelor verzi (5 764, 5 762, 5 738, 5 730) şi argilelor roşii (2 683 *a*, 5 759).

mai mică. Aceste date conturează asocierea hidromicelor cu caolinitul (N. V. Logvinenko, 1967).

Curbele termodiferențiale ale argilelor roșii nu prezintă picul exoterm caracteristic arderii substanței organice. Acest fapt este în concordanță cu rezultatele analizelor chimice, probele fiind lipsite de C_{org}.

Condițiile oxidante pe uscatul limitrof, asociate unei alterări lateritice sub climat cald și umed, au determinat distrugerea C_{org} și totodată menținerea oxizilor de Fe^{3+}. Asocierea oxizilor de fier, în principal cu caolinitul și halloysitul, sub formă de filme pe suprafața micelelor argiloase, este principalul mod de transport al fierului în bazinul de sedimentare (D. Carroll, 1958). Dacă în mediul marin există de asemenea condiții oxidante, de mică adîncime, asocierea caolinit-hidromice și hematit este justificată.

Astfel de condiții au putut exista la nivelul orizontului de argile roșii și verzi, în anumite perioade de sedimentare, în ambele regiuni studiate. Alternarea argilelor roșii cu cele verzi în acest orizont, din baza stratelor de Plopu, denotă alternarea unor perioade de oxidare cu cele de reducere.

CULOAREA SEDIMENTELOR ȘI CONDIȚIILE OXIDOREDUCĂTOARE

Proiectînd în diagrama lui C. W. Tomlinson (J. F. Pettijon 1957) din figura 7 valorile procentuale de Fe^{3+} și Fe^{2+} din cîteva probe, se observă situarea lor în domenii diferite, pentru cele două regiuni. Totodată gruparea lor în grafic nu corespunde culorii pe care o au, cu excepția argilelor roșii. Astfel, probele de pe pîrîul Plopu sînt situate în intervalul colorației roșii, în timp ce ele sînt colorate în verde-gălbui, iar cele de pe pîrîul Pușca se situează într-o zonă de trecere între roșu și verde fără să atingă intervalul colorației verzi, deși ele sînt colorate în verde-cenușiu. Rezultă că raportul Fe^{3+}/Fe^{2+}, singur, nu exprimă fidel coloratia rocilor.

Pentru a găsi factorii răspunzători de coloratia rocilor s-a determinat și conținutul în C_{org} la cîteva probe cu chimism apropiat, din cele două regiuni. Astfel proba nr. 5 764, din orizontul argilelor verzi de pe pîrîul Plopu, este de culoare verzui-gălbuie cu raportul $Fe^{3+}/Fe^{2+}=4{,}8$ și conține 0,12% C_{org}, iar proba nr. 5 730, din orizontul argilelor verzi de pe pîrîul Pușca, este de culoare verde închis, are raportul $Fe^{3+}/Fe^{2+}=1{,}5$ și conține 0,38% C_{org}. Argilele roșii din baza stratelor de Plopu, din ambele regiuni, au raportul Fe^{3+}/Fe^{2+} mai mare de 5 și sînt lipsite de C_{org}; numai acestea cad în diagrama C. W. Tomlinson corespunzător culorii lor, în intervalul coloratiei roșii.

Din aceste date rezultă că la un raport ridicat Fe^{3+}/Fe^{2+} carbonul organic lipsește sau este în proporție mică. Tot din aceste date se constată și o corelație între raportul Fe^{3+}/Fe^{2+}, C_{org} și coloratia rocilor. Astfel, la un raport mediu Fe^{3+}/Fe^{2+} de 3,5 și un conținut mic de C_{org}, culoarea este verzuie cu tendințe spre gălbui, iar la un raport Fe^{3+}/Fe^{2+} în medie 1,6, cu un conținut de trei ori mai mare de C_{org}, culoarea lor este verde și tinde spre cenușiu. Coloratia rocilor depinde deci și de conținutul în C_{org}. Cele cu un conținut mai ridicat de C_{org} au culoarea verde-cenușie.

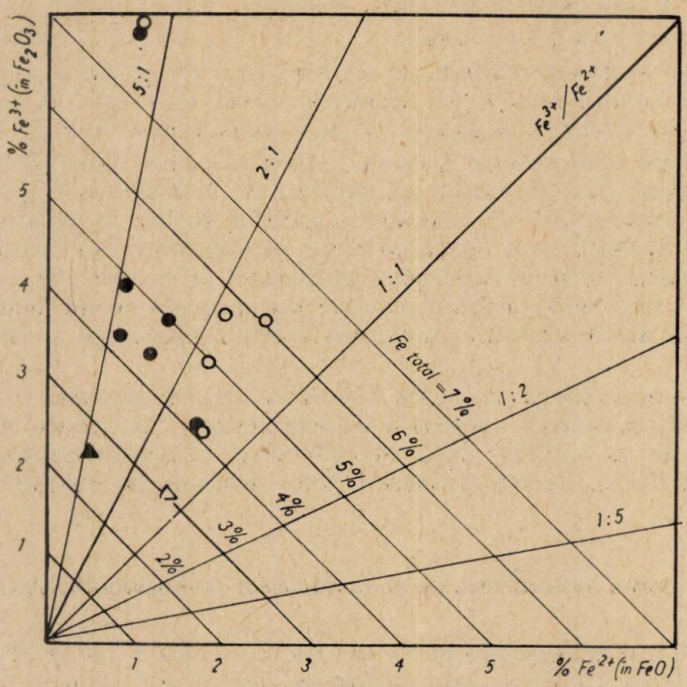


Fig. 7. — Diagrama C. W. Tomlinson

Pe baza conţinutului de C_{org}, după cum indică literatura (A. G. Aliev, V. M. Pirbudagov, 1964), se poate deduce că mediul geochimic în care s-au format argilele verzi a fost slab reducător, iar cel în care s-au format argilele roşii a fost oxidant.

Din datele de care dispunem rezultă că, coloraţia argilelor roşii din baza stratelor de Plopu, respectiv din orizontul cu argile roşii şi verzi este asociată unui conţinut ridicat în fier total şi unui mediu oxidant. Presupunem că această coloraţie, în condiţiile unei alterări avansate este primară, în sensul că materialul alterat avea coloraţia roşie datorită existenţei fierului în forma Fe^{3+}. Coloraţia primară s-a menţinut şi în bazinul de sedimentare, datorită unui mediu oxidant, aerat. Acest fapt ne este confirmat de lipsa totală a C_{org}.

În ceea ce priveşte intercalaţiile verzi din orizontul roşu, coloraţia lor verde ar putea avea două cauze. În situaţia că ele au un conţinut ridicat în Fe, exemplu proba 2 683, apropiat argilelor roşii, totuşi mai mic, coloraţia lor primară putea fi roşie, însă s-a schimbat în verde în mediul geochimic al bazinului de sedimentare, datorită unor condiţii reducătoare, prin trecerea Fe^{3+} la Fe^{2+}. Cele cu un conţinut scăzut în Fe total (6—7% Fe_2O_3) au putut proveni dintr-un material lipsit de coloraţie roşie, printr-un proces de alteraţie puţin avansat.

Argilele situate deasupra orizontului roşu au culoarea predominantă verde, cu nuanţe între verde-gălbui şi verde-cenuşiu. Conţinutul total de Fe este la majoritatea probelor cuprins între 6 şi 7 % Fe_2O_3, cu o singură excepţie la proba nr. 5730 cu 8,62% Fe_2O_3. Analizele de C_{org}, efectuate

asupra unor probe, arată prezența C_{org} și deci un mediu slab reducător. Este de presupus că, colorația lor a fost determinată de condițiile reducătoare ale mediului, indiferent de colorația primară a materialului de alterație și de intensitatea procesului de alterație.

Între argilele de pe pîrîul Pușca și pîrîul Plopu se pot sesiza unele diferențe de colorație. Astfel, pe pîrîul Plopu predomină culoarea verde, iar pe pîrîul Pușca culoarea verde-cenușie. În același timp se constată și o proporție diferită de C_{org}, care este mai mare în cazul pîrîului Pușca. Tenta cenușie a argilelor de pe pîrîul Pușca se poate datora unor condiții mai pronunțat reducătoare, exprimate prin o proporție mai mare de C_{org}.

CONCLUZII

În urma cercetărilor geochimice efectuate asupra stratelor de Plopu de pe pîrîul Plopu și pîrîul Pușca, rezultă următoarele concluzii :

— Stratele de Plopu sînt formate în principal din roci argiloase. Cele de pe pîrîul Plopu au caracter de argile cu variațiuni între argile fin disperse și aleuro-argile, iar pe pîrîul Pușca de argile și subargile. Conținutul mai mare de material nisipos al stratelor de Plopu din regiunea pîrîului Pușca poate fi cauzată de apropierea mai mare de sursa terigenă, a bazinului de acumulare.

— Conținutul în carbonați crește spre partea superioară a ambelor profile.

— Stratele de Plopu, din cele două regiuni, prezintă un raport mediu Al_2O_3/Fe_2O_3 aproape constant, 2,75 pe pîrîul Plopu și 2,50 pe pîrîul Pușca, fapt ce indică analogia sursei terigene.

— Raportul SiO_2/Al_2O_3 se situează, pentru ambele regiuni, între limitele 4 și 6, datorită identității compușilor argiloși.

— Curbele DTA, DTG, TG, cît și aprecierile cantitative ce rezultă din studiul derivatografic indică pentru argilele verzi prezența hidromicelor, iar pentru argilele roșii din orizontul inferior al stratelor de Plopu asocierea hidromicelor cu caolinitul.

— Prezența hidromicelor arată existența unor procese nu prea avansate de alterare pe sursa terigenă și posibil o adîncime redusă a bazinului de sedimentare.

— Colorația argilelor roșii, din orizontul cu argile roșii și verzi este asociată cu un conținut ridicat în Fe total și lipsa C_{org}, ceea ce exprimă condițiile unui mediu oxidant.

— Colorația verde a argilelor, situate deasupra orizontului roșu depinde de raportul Fe^{3+}/Fe^{2+} și conținutul în C_{org}. La un același raport Fe^{3+}/Fe^{2+}, argilele cu un conținut de C_{org} mai mare au culoarea verde-cenușie.

— Argilele de pe pîrîul Plopu au culoarea predominant verde, iar pe pîrîul Pușca verde-cenușie. Tenta cenușie a argilelor de pe pîrîul Pușca se poate datora unor condiții mai pronunțat reducătoare, exprimate prin proporția mai mare de C_{org}.

GEOCHEMICAL RESEARCHES ON PLOPU BEDS FROM THE ZONE OF EXTERNAL FLYSCH – EASTERN CARPATHIANS

ABSTRACT

Analogies and chemical-mineralogical differences between Plopu beds from the region where their bed-type was separated (the brook Plopu) and Plopu beds from the basin Moldoviţa (the brook Puşcă) are comparatively studied.

The granulometric, chemical and derivatographic analysis show a perfect identity of the clay compounds, which indicates similar conditions that in both regions Plopu beds are mainly formed form clay rocks with of sedimentation.

Some variations in the content of sand material or some variations in the colour of clays may be caused by the proximity or distance from the terrigene source and, respectively, by the oxido-reduction conditions of the accumulation basin.

BIBLIOGRAFIE

ALIEV A. G., PIRBUDAGOV V. M. (1964), *Raspredelenie organicescogo ugleroda v nijnemelovîh otlojeniah Daghestana*, Dokl. AN SSSR, **156**, *6*, 1 364–1 367.

ATANASIU I. (1943), *Les facies du Flysch marginal dans la partie moyenne des Carpates Moldaves*, An. Inst. geol. Rom., **XXII**.

BĂNCILĂ I. (1955), *Paleogenul zonei mediane a flişului*, Bul. Acad. R.P.R., sect. II, **VII**.

BOTEZ CORNELIA, NICHITA OR., IONESI L., IORGA N., CĂRUNTU C. (1967), *Studiul geochimic comparativ între stratele de Bisericani de pe valea Bistriţei şi cele de pe valea Humorului*, St. cerc. geol., geogr., **12**, *1*, 79–96.

CARROLL DOROTHY (1958), *Role of clay minerals in the transportation of iron*, Geochim. et Cosmochim., Acta **14**, 1 – 28.

IONESI L. (1965), *Flişul paleogen dintre pîrîul Valea Boului şi pîrîul Valea Seacă*, Anal. Şt. Univ. „Al. I. Cuza", Iaşi, seria geol., geogr., **XI**.

LOGVINENKO N. V. (1967), *Petrografia osadocinîh porod*, Izdatel. Vîsşaia şkola, Moscova, 336–345.

PETTIJON J. F. (1957), *Sedimentary rocks*, New York, 347.

RUHIN L. B. (1953), *Osnovî litologhii*, Gostoptehizdat, Moscova.

VIKULOVA M. F. (1957), *Termiceskii analiz*, v knighe *Metodiceskoe rukovodstvo po petrografo-mineraloghiceskomu izuceniu glin*, TR. VSEGHEI, Gosgheoltehizdat, Moscova, 270–290.

VIKULOVA M. F. (1962), *Znacenie raznîh metodov mineraloghiceskogo analiza deea issledovania sostava glin*, v knighe *Fiziceskie metodî issledovania osadocinîh porod i mineralov*, Izd. AN SSSR, 14 – 36.

Primit în redacţie
la 8 ianuarie 1969

Filiala Iaşi a Academiei Republicii Socialiste România
Secţia de geochimie

CONTRIBUȚII LA MINERALOGIA MASIVULUI ALCALIN DE LA DITRĂU

I. AMFIBOLII

V. IANOVICI,
MEMBRU CORESPONDENT AL ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA
și JEANA IONESCU

55 (05)

Progresele realizate în mineralogia amfibolilor justifică inițiativa de reexaminare a hornblendei din rocile alcaline ale masivului de la Ditrău.

Între mineralele melanocrate ale complexului alcalin, amfibolii sînt prezenți în tipurile principale de roci, în proporții variabile în limite largi : de la cîteva procente în rocile sienitice alcaline, devine mineralul principal al hornblenditelor (V. Ianovici, 1933).

Preocupările de pînă acum, referitoare la amfibolii de la Ditrău, au avut în vedere chimismul general și proprietățile optice pe baza cărora s-a determinat hornblenda comună.

Făcînd tentativa de caracterizare a chimismului amfibolilor de la Ditrău, studiul de față discută în detaliu mineralogia amfibolului din hornblenditele de pe valea Jolotca, consemnîndu-se totodată distribuția unor oligoelemente în amfibolii principalelor tipuri de roci ale masivului alcalin.

★

Este general recunoscut faptul că structura amfibolilor manifestă flexibilitate la înlocuirea ionilor în rețeaua cristalină, iar termenii grupei ocupă un extrem de larg domeniu de compoziții chimice.

Considerînd chimismul amfibolilor în lumina cercetărilor moderne, este acceptată formula generală $X_{2-3}Y_5Z_8O_{22}(OH)_2$, la care pozițiile $X(M_4)$ sînt ocupate de ioni de Ca, Na, K, pozițiile $Y(M_1M_2M_3)$ sînt ocupate de

St. și cerc. de geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 14, nr. 2, p. 353–361, București, 1969

Tabelul nr. 1

Analize chimice

	A1	A2	A3	A4	AD6
SiO_2	36,7	38,27	37,69	35.66	37,60
TiO_2	4.40	3,83	5,67	4,17	3,53
Al_2O_3	10,61	9,38	13,41	11,53	11,23
Fe_2O_3	7,26	8,59	6,33	13,78	7,62
FeO	12,52	9,64	10,43	13,43	10,77
MnO	0,40	0,25	0,43	1,16	0,37
MgO	7,28	10,52	8,61	7,02	10,31
CaO	13,36	14,62	10,97	10,11	14,60
Na_2O	4,64	2,52	3,66	3,66	1,91
K_2O	2,01	1,14	2,33	1,29	0,97
H_2O^+	0,98	1,41	—	—	0,76
H_2O^-	0,00	0,00	—	—	0,00
TOTAL	100,13	100,17	99,53	101,81	99,67
NUMERE DE CATIONI PE BAZĂ DE 24 (0, OH)					
Sl	6,133	5,851	5,923	5,830	5,853
Ai	1,830	1,692	2,077	2,170	2,069
Al	—	—	0,405	0,050	—
Ti	0,484	0,440	0,667	0,500	0,410
Fe^{3+}	0,862	0,975	0,773	0,900	0,913
Mg	1,584	2,392	2,012	1,730	2,395
Fe^{2+}	1,522	1.233	1,372	3,660	1,398
Mn	0,053	0,018	0,057	0,150	0,038
Ca	2,085	2,392	1,852	1,780	2,423
Na	1,302	0,736	1,090	1,140	0,559
K	0,369	0,221	0,451	0,260	0,186
OH	0,968	1,476	—	—	0,746
Fe/MgO	0,96	0,51	0,68	1,06	0,58
$100\ Mg/(Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn)$	39,60	51.80	48.20	26.9	50.50
$[Al]^{IV}$	1.830	1,692	2.077	2.170	2.069
$([Al]^{VI} + Fe^{3+} + Ti)$	1.346	1.958	1.805	1.450	1.323

Tabelul

Formula structurală a

	X			Y		
	K	Na	Ca_2	(Mg	Fe^{2+}	$Mn)_4$
A1	$K_{0,369}$	$Na_{1,302}$	$Ca_{2,085}$	$Mg_{1,784}$	$Fe_{1,522}$	$Mn_{0,053}$
A2	$K_{0,221}$	$Na_{0,736}$	$Ca_{2,392}$	$Mg_{2,392}$	$Fe_{1,233}$	$Mn_{0,018}$
A3	$K_{0,451}$	$Na_{1,090}$	$Ca_{1,852}$	$Mg_{2,012}$	$Fe_{1\ 372}$	$Mn_{0,057}$
A4	$K_{1,780}$	$Na_{1,140}$	$Ca_{1,780}$	$Mg_{1,730}$	$Fe_{3,66}$	$Mn_{0,15}$
AD6	$K_{0,168}$	$Na_{0,559}$	$Ca_{2,423}$	$Mg_{2,295}$	$Fe_{1,398}$	$Mn_{0,038}$

A1 Hornblendă din sienit nefelinic masiv. Soseaua Dintrău – Tulgheș, km 7,320; analist J. Jakob.
A2 Hornblendă din roci ultrabazice (hornblendit); analist J. Jakob.
A3 Hornblendă din sienitnl nefelinic în facies pegmatitic; analist. B. Mauritz.
A4 Hornblendă din sienitul nefelinic masiv; analist Hornung.

AD6 Amfibol (femaghastingsit) din hornblendit, valea Jolotca (Coasta Băii); analist Jeana Ionescu.

Mg, Fe^{2+}, Mn, Fe^{3+}, Al, Cr, iar pozițiile Z sînt ocupate de Si cu posiblități de substituție pînă la 2 Al.

Numeroasele tentative de clasificare reflectă complexitatea chimică a acestei grupe de minerale.

Încercările de clasificare a mineralelor din grupa amfibolilor pe baze chimice (W. Kuniz, 1930) sau folosind drept criterii de sistematizare posibilitățile de substituție ionică (N. Sundius, 1946) mai recent sînt continuate de tentative de clasificare ce au în vedere criterii structurale (Miyashiro (1957, citat din W. A. Deer și colab., 1963), R. Phillips, W. Layton, 1964; W. A. Deer, R. A. Howie, J. Zussman, 1963). Clasificarea bazată pe caracterul ionului predominant în poziția X din structura mineralului (W. A. Deer și colab., 1963) a fost adoptată pentru caracterizarea mineralogică a amfibolilor din rocile alcaline de la Ditrău.

Analizele chimice existente referitoare la amfibolii din rocile alcaline de la Ditrău (A. Streckeisen, 1954), la care se adaugă date noi pentru amfibolul (AD6) din hornblenditele de la Coasta Băii din versantul drept al văii Jolotca, recalculate pe baza de 24 (O,OH) sînt înscrise în tabelul nr. 1. Formulele structurale rezultate din calcul (tabelul nr. 2) indică valori ce se mențin în limitele de compoziție ale membrilor din familia amfibolilor calcici. Micile devieri de la numerele întregi rezultă probabil din imperfecțiunea de separare sau din erorile de analiză.

Aspectul chimic principal pe care îl reflectă compoziția amfibolilor studiați îl constituie conținutul important de calciu (între 1,780 și 2,423 atomi de Ca pe unitatea de formulă), valoarea maximă revenind amfibolului din hornblendite (A2, AD6). Conținutul de sodiu și potasiu, deși nu depășește unitatea în amfibolii hornblenditelor, face ca numărul de atomi în poziția X să depășească valoarea 3. Conținutul de aluminiu variază între membrii individuali ai grupei depășind uneori 2 atomi de Al pe formulă. Substituția siliciului prin aluminiu compensează ocuparea de către Na și K a locului vacant A din structura mineralului.

Valorile rezultate din calculul formulei structurale, proiectate pe diagrama de variație a compoziției chimice a amfibolilor, trasată în coor-

nr. 2.

amfibolilor de la Ditrău

			Z			
Fe^{3+}	Ti	Al^{VI}	Si_6	Al_2	O_{22}	$(O,OH)_2$
$Fe_{0,862}$	$Ti_{0,384}$		$Si_{6,133}$	$Al_{1,830}$	O_{22}	$(O,OH)_2$
$Fe_{0,975}$	$Ti_{0,440}$		$Si_{5,851}$	$Al_{1,693}$	O_{22}	$(O,OH)_2$
$Fe_{0,733}$	$Ti_{0,667}$	$Al_{0,405}$	$Si_{5,923}$	$Al_{2,077}$	O_{22}	$(O.OH)_2$
$Fe_{0,900}$	$Ti_{0,500}$	$Al_{0,050}$	$Si_{5,830}$	$Al_{2,17}$	O_{22}	$(O,OH)_2$
$Fe_{0,913}$	$Ti_{0,410}$		$Si_{5,853}$	$Al_{2,069}$	O_{22}	$(O.OH)_2$

A. Streckeisen, 1954

donate : numere de atomi ($[Al]^{VI} + Fe^{3+} + Ti$) faţă de atomii de aluminiu în coordinaţie tetraedrică $[Al]^{IV}$, pe unitatea de formulă (fig.1), grupează mineralele considerate în cîmpul de stabilitate al amfibolilor aparţinînd seriei pargasit ferrohastingsit (W. A. Deer şi colab., 1963).

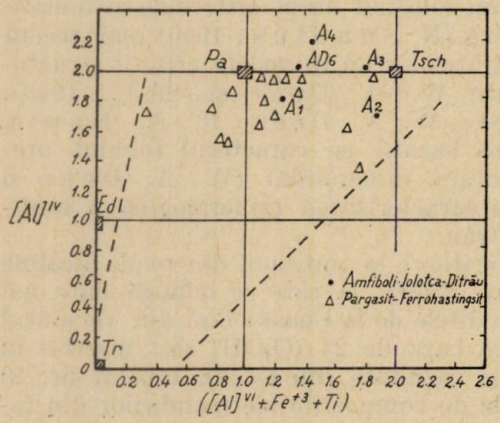


Fig. 1. — Variaţia chimică a amfibolilor calcici exprimată în numere de atomi

Problema nomenclaturii termenilor din seria amfibolilor alcalicalcici, pusă în discuţie în numeroase studii mineralogice, reflectă posibilităţile extinse de substituţie ionică în formula structurală a grupei (A. F. Hallimond, 1943; N. Sundius, 1946).

Formulele structurale ale amfibolilor din rocile alcaline de la Ditrău corespund unor membri din grupa „hastingsitelor", termen folosit de Billings (1928 citat din W. A. Deer şi colab., 1963) pentru hornblende a căror compoziţie aproximează formmula $NaCa_2(MgFe^{2+})_4(Fe^{3+}Al)(Si_6Al_2O_{22})(OH)_2$.

Pe baza raportului proporţiilor moleculare FeO/Mg O, mineralul nou analizat pentru care acest raport (0,58) este mai mic decît 2 şi mai mare de 0,5 corespunde femaghastingsitului. O analiză mai veche de amfibol din hornblendite (A_2) indică pentru acelaşi raport valoarea de 0,51, perfect comparabilă cu determinările recente. Între amfibolii complexului alcalin de la Ditrău, femaghastingsitul reprezintă un membru specific rocilor hornblenditice.

Amfibolii sienitelor nefelinice (Al, A4) sînt mai feriferi, valorile raportului proporţiilor moleculare FeO/MgO fiind 0,96, respectiv 1,06.

Pentru ilustrarea variaţiei chimismului amfibolilor cercetaţi s-a construit diagrama din figura 2, în coordonate : $\frac{100\ Mg}{(Mg+Fe^{2+}+Fe^{3+}+Mn)}$ în abscisă şi numere de atomi de $[Al]^{IV}$, Ca, Mg, prop. mol. FeO/MgO în ordonată. Este interesant de remarcat claritatea cu care se pune în evidenţă creşterea progresivă a gradului de substituţie diadohică a Mg prin Fe în mineralele cercetate din rocile hornblenditice, sienitele alcaline şi sienitele nefelinice.

Ţinînd seama de caracterul chimic fundamental al amfibolilor studiaţi, este interesantă comparaţia compoziţiei acestora cu minerale-

similare din alte localităţi (W. A. D e e r şi colab., 1963). Cercetări recente au stabilit deosebirea între unii membri (kaersutit şi barkevikit) ale căror compoziţii sînt respectiv dominate de termenii pargasit-ferrohastingsit (J. F. G. W i l k i n s o n, 1961). Datele privind chimismul amfibolilor

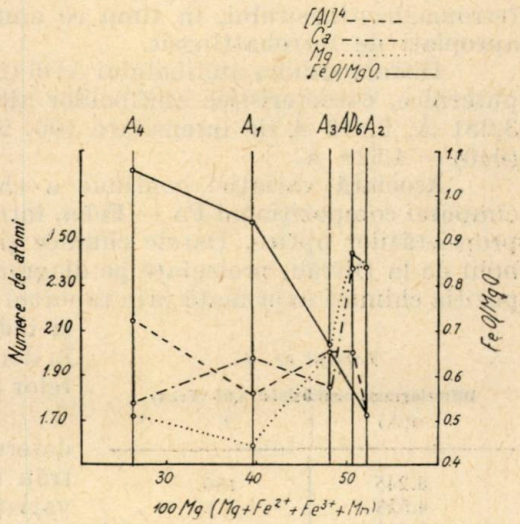


Fig. 2. — Variaţia chimică a amfibolilor din principalele tipuri de roci alcaline din masivul Ditrău.

de la Jolotca — Ditrău comparate cu ale unor membri a căror compoziţie este cuprinsă între limitele clasificaţiei „hastingsitelor" lui B i l l i n g s sugerează relaţiile existente între mineralele luate în discuţie.

După cum rezultă din examinarea datelor prezentate în tabelul nr. 3, amfibolul AD6 se situează între kersutit şi barkevikit în ceea ce priveşte raportul FeO/MgO şi numărul de atomi de Mg pe formulă. Numărul de atomi de (Ca + Na + K) din poziţia X a structurii mineralului este

Tabelul nr. 3

Tabel comparativ privind chimismul şi proprietăţile optice ale amfibolilor consideraţi

Mineral / Determinări	Al	A2	A3	A4	AD6	kaersutit	barkevikit
FeO/MgO	0,96	0,51	0,68	1,06	0,58	0,37	1,60
Ca+Na+K	3,756	3,349	3,363	3,180	3,168	2,7—2,9	3,0—3,1
Na	1,302	0,736	1,090	1,140	0,559	0,8	1,24
Mg	1,584	2,392	2,012	1,730	2,395	2,4—2,8	0,6—1,6
FeO/MgO (domeniu)	—	—	—	—	—	0,2—0,6	0,7—5
Clasificarea Billings (medie)		femaghastingsit			femaghastingsit	Mg-hastingsit	femaghastingsit
indic. refr. (γ) medie			1,7147	1,7147		1,707	1,707
c :n γ	17°	11°	11°	13°	10—12°	7°	15°

asemănător celui din barkevikit, în timp ce numărul de atomi de Na este ceva mai mic decît în kaersutit.

Amfibolii Al, A3, A4, după raportul FeO/MgO şi numărul de atomi de Mg şi Na, se apropie mai mult de barkevikit. Discutaţi în termenii clasificării lui Billings, amfibolul din hornblendite corespunde ferromaghastingsitului, în timp ce amfibolii sienitelor alcaline sînt mai apropiaţi de ferrohastingsit.

Difractograma amfibolului AD6 (tabelul nr. 4) indică liniile cele mai puternice, caracteristice amfibolilor alcalicalcici d = 8,425 Å, 3,136 Å, 3,281 Å, 2,812 Å de intensitate 100, 91, 25 respectiv 20, iar reflexia d (040) = 4,528 Å.

Asociată variaţiei continue a chimismului amfibolilor aparţinînd cîmpului compoziţional Pa — Feha, într-o anumită măsură, apare variaţia proprietăţilor optice. Datele chimice şi optice determinate pentru amfibolii de la Ditrău, proiectate pe diagrama reprezentînd relaţia între compoziţia chimică exprimată prin raportul 100 Mg/ (Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} +Mn) şi indicele de refracţie (γ), se plasează în domeniul caracteristic ferrohastingsitelor (fig. 3).

Tabelul nr. 4

Difractograma amfibolului AD6 (Fekd)

d(Å)	I
8.245	100
4.528	5
3.391	15
3.281	25
3.136	91
2.945	10
2,812	20
2.718	16
2.00	10

Deşi valorile indicilor de refracţie determinaţi pentru amfibolii de la Ditrău înregistrează diferenţe relativ mici, variaţia chimismului mineralului se corelează cu aceea a compoziţiei globale a rocilor, ce pare a controla apariţia unuia sau altuia din termenii hastingsitelor.

În acelaşi timp, chimisml amfibolilor de la Ditrău este dependent

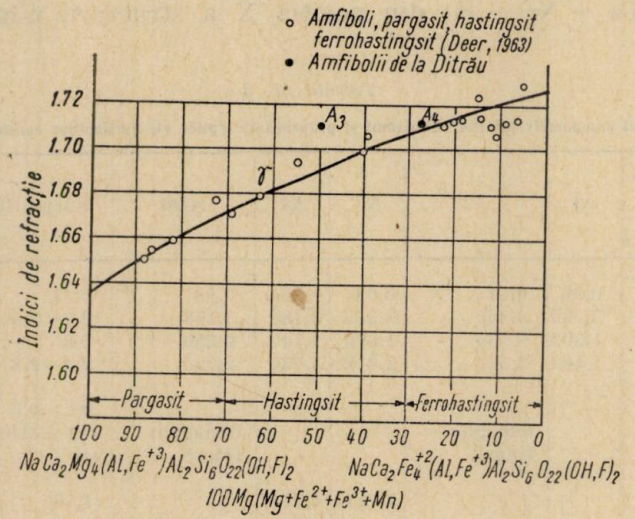


Fig. 3. — Relaţia între compoziţia chimică şi indicii de refracţie ai amfibolilor din seria pargasit — ferrohastingsit

de compoziţia rocii-gazdă. Deşi în general conţinutul în Ca al amfibolilor luaţi în discuţie rămîne practic neafectat, se constată unele deosebiri în ceea ce priveşte compoziţia amfibolilor din principalele tipuri de roci ale masivului. Astfel, femaghastingsitul hornblenditelor este înlocuit de membri mai feriferi (alcaliferrohastingsite) prin substituţia diadohică a Mg prin Fe, în rocile sienitice alcaline şi în sienitele nefelinice. În sienitele alcaline, amfibolul este dominat cantitativ de biotit, ambele minerale prezentînd un conţinut mai ridicat de Fe în raport cu Mg.

★

Ataşat chimismului, aspectul pe care-l prezintă sub microscop amfibolul din rocile hornblenditice sugerează unele posibilităţi de interpretare privind condiţiile de formare şi evoluţie ale acestui mineral.

De regulă, în hornblendite, amfibolul este de culoare brun-roşcat, uneori brun-verzui. Unghiul de extincţie măsurat în secţiuni paralele cu faţa (010) este ~10—12° (c : ng), iar valoarea lui n_m este 1,699, corespunzătoare unei hornblende ferifere (Al. Codarcea, Marcela Codarcea, V. Ianovici, 1958); remarcîndu-se adesea o uşoară zonare, centrul cristalelor este brun, iar zona periferică verzuie. În rocile hornblenditice alteraţia amfibolului de-a lungul fisurilor şi planelor de clivaj este evidentă. Surprinderea diferitelor stadii ale acestei transformări, care merge pînă la înlocuirea completă a cristalului printr-un agregat de clorit, epidot, titanit secundar şi calcit, păstrîndu-se numai conturul cristalului primar de amfibol, din care se recunosc doar relicte insulare netransformate, ar putea constitui argumente calitative în favoarea ipotezei ocurenţei iniţiale a unui amfibol titanifer în hornblenditele de la Ditrău.

Titanitul de generaţia a doua (xenomorf), abundent dezvoltat în rocile hornblenditice, alături de cristale idiomorfe de titanit din prima generaţie (V. Ianovici, 1933), sugerează posibilitatea formării iniţiale a unui termen titanifer (kaersutit), care prin eliberarea titanului a ajuns la o compoziţie favorabilă formării femaghastingsitului. Conţinutul de titan al femaghastingsitului este comparabil cu acel al unor kaersutite.

Urmărind caracterizarea geochimică a masivului alcalin de la Ditrău, într-o lucrare anterioară s-a prezentat distribuţia unor elemente minore în rocile masivului (V. Ianovici, Jeana Ionescu, 1964). Determinarea oligoelementelor în amfibolii principalelor tipuri de roci ale masivului permite unele observaţii privind variaţia acestora între membrii familiei minerale cercetate (tabelul nr. 5).

Conţinutul relativ înalt de cobalt (30—52 ppm), determinat în amfibolii cercetaţi, este în acord cu faptul că în cadrul rocilor alcaline ale masivului Ditrău amfibolii calco-alcalini reprezintă termeni pronunţat feriferi. În schimb, conţinutul de nichel (max 25 ppm) este subordonat celui de cobalt, nichelul fiind în general asociat geochimic magneziului.

Vanadiul prezintă tendinţa de concentrare în amfibolii rocilor melanocrate (hornblendite, diorite), înregistrînd conţinuturi $\gg$ 100 ppm, în timp ce amfibolii rocilor leucocrate (AD44 şi AD45) conţin $\ll$ 100 ppm V.

Variaţia conţinutului de zirconiu între amfibolii cercetaţi sugerează ideea că distribuţia acestui oligoelement este dependentă de chimismul

Tabelul nr. 5

Conţinutul (ppm) în elemente minore al amfibolilor din masivul de la Ditrău

Nr. probei	Roca	Cu	Ni	Co	V	%Ti	Mn	Zr	Be	Ba	Sr
AD6	Amfibol din hornblendit larg cristalizat, v. Jolotca, Coasta Băii	30	23	37	166	3,5	1 110	64	1,4	530	525
AD2	Amfibol din hornblendit mărunt cristalizat, v. Jolotca	30	25	40	152	3,2	800	64	1,5	550	616
AD4	Amfibol din hornblendit, facies pegm., v. Jolotca — Coasta Băii	20	5	30		2,1	920	163	5,3	710	691
AD12	Amfibol din hornblendit, v. Jolotca	41	10	50	150	2,65	1 000	100	1,9	230	496
AD8	Amfibol din diorit, v. Jolotca	22	9	33	100	2,8	840	182	3,6	680	208
AD44	Amfibol din sienit gnaisic, V. Teasculuí	18	9.5	10	95	2,0	1 000	265	3,8	465	375
AD45	Amfibol din sienit gnaisic roz, V. Teasculuí	19	5	10	61	1,45	1 000	450	2,2	230	875

rocii-gazdă; dacă în rocile melanocrate amfibolii conţin 64 ppm Zr, în rocile leucocrate conţinutul variază între 265 şi 450 ppm. Cu puţine şanse de a prezenta afinitate geochimică pentru un alt element în structura amfibolului, zirconiul se află structurat în cristale de zircon sub formă de incluziuni foarte fine pe planele de clivaj ale mineralului.

În concluzie, reexaminarea amfibolilor din rocile alcaline ale masivului Ditrău pune în evidenţă existenţa unor termeni din grupa hastingsitelor, prezentînd deosebiri calitative determinate în general de chimismul global al rocilor complexului alcalin, de chimismul rocii-gazdă pentru fiecare membru al grupului, cît şi de condiţiile fizico-chimice de formare. Deşi în rocile leucocrate compoziţia mineralului se deplasează către termeni mai feriferi prin substituţia diadohică a Mg cu Fe, conţinutul de calciu este neafectat şi mineralul rămîne încă un amfibol de tip calcic.

Feromaghastingsitul rocilor bazice, înlocuit prin ferohastingsite în rocile leucocrate, este cantitativ predominat de biotit în sienitele alcaline.

CONTRIBUTION À LA MINÉRALOGIE DU MASSIF ALCALIN DE DITRĂU (ROUMANIE)

I. LES AMPHIBOLES

RÉSUMÉ

En réexaminant les amphiboles des roches alcalines du massif de Ditrău (Roumanie), on constate la présence de certains termes appartenant au groupe des hastingsites et présentant des différences d'ordre qualitatif déterminées par le chimisme global des roches du complexe alcalin, par le chimisme de la roche mère pour chaque membre du groupe, ainsi que par les conditions physico-chimiques de formation.

Dans les roches leucocrates la composition des amphiboles se déplace vers des termes à caractère ferrifère plus accentué dû à la substitution du Mg par le Fe^{2+} ; la teneur en Ca étant prédominante, le minéral reste un amphibole du type calcique. La fémaghastingsite des roches basiques est remplacée par la ferrohastingsite dans les roches leucocrates où, à côté des amphiboles, apparaît la biotite en tant que minéral mélanocrate prédominant.

Les constantes optiques mettent en évidence un amphibole du type de la hornblende ferrifère. Dans les roches à hornblende, l'altération de l'amphibole le long des fissures et des plans de clivage est évidente ; en lames minces on peut surprendre les différents stades de ces transformations qui vont jusqu'à la substitution complète du cristal par un agrégat de chlorite, épidote, titanite secondaire et calcite, de sorte qu'il n'en reste plus que le contour du cristal primaire d'amphibole. Dans certains stades de transformation on peut observer des reliques insulaires non transformés d'amphibole primaire, qui font ressortir la présence d'un terme titanifère appartenant à ce groupe de minéraux.

Le titanite de seconde génération (xénomorphe), abondamment développé dans les hornblendites à côté des cristaux idiomorphes de titanite, suggère une possible formation initiale d'un amphibole titanifère qui, par suite de la libération du Ti, a abouti à une composition favorable à la formation de la fémaghastingsite.

La distribution de certains oligoéléments dans les amphiboles des principaux types de roches du massif alcalin varie systématiquement en fonction de la variation des composants chimiques majeurs caractéristiques pour les termes nettement ferrifères du groupe d'amphiboles alcali-calciques investigués.

BIBLIOGRAFIE

Codarcea Al., Codarcea Marcela, Ianovici V. (1958), *Structure géologique du massif de roches alcalines de Ditrău*, Rev. de géol. et de géogr., **2**, *1*.

Deer W. A., Howie R. A., Zussman J. (1963), *Bock-forming minerals*, V. 2. Chain silicates Longmane, Londra.

Hallimond A. F. (1943), *On the graphical representation of the calciferous amphibolis*, Amer. Miner., **28**, 65.

Kunitz W. (1930), *Die Isomorphieverhältnisse in der Hornblendegruppe*, Neues Jahrb. Min., **60**, 171.

Ianovici V. (1933), *Etude sur le massif syénitique de Ditrău, région Jolotca, district de Ciuc (Transylvanie)*, Rev. Muz. geol. miner. Cluj, **IV**, *2*.

Ianovici V., Ionescu Jeana (1964), *Raspredelenie nekotorîh malîh elementov b scelocinîh sienitovo massiva Ditrău-Romania*, Himua zemnoi kopî, **II**, Moscova.

Phillips R., Layton W. (1964), *The calciferous and alkali amphiboles*, Miner. Mag., **33**, 1097.

Streckeisen A. (1954), *Das Nephelinsyenit von Ditro Siebenbürgen. Sonderdruck aus Schweiz*, Min. Petr. Mitt., **34**, *2*.

Sundius N. (1946), *The classification of the hornblendes and the solid solution relations in the amphibole groups*, Sverig geol. Unders Arbok 40, **4**, *1*.

Wilkinson J. F. G. (1961), *Some aspects of the calciferous amphiboles oxy hornblende, Kaersutite and barkevikite*, Amer. Miner., **46**, 340.

Primit în redacție
la 5 martie 1969

Institutul de geologie și geografie
al
Academiei Republicii Socialiste România

CONTRIBUȚII LA DETERMINAREA CONDIȚIILOR FIZICE ALE METAMORFISMULUI REGIONAL DIN MUNȚII APUSENI

DE

M. BORCOȘ și R. DIMITRESCU

55(05)

Studiile geologice și petrografice executate în ultimii ani asupra formațiunilor cristaline din partea de sud-est a Munților Apuseni, în special cele întreprinse de R. Dimitrescu (1958 și 1966) și M. Borcoș (1962, 1964 și 1968), au condus la o diviziune a șisturilor cristaline pe baze stratigrafice, precum și a gradului de metamorfism caracterizat conform premiselor petrografice uzuale (minerale-index).

Rezultatele cercetărilor efectuate nu au condus însă totdeauna la obținerea unor concluzii unanim acceptate. Mai există încă unele păreri deosebite în ceea ce privește mai ales orizontarea formațiunilor metamorfozate, poziția în timp a rocilor eruptive asociate, evoluția condițiilor de metamorfism și a timpului cînd acesta s-a manifestat.

În cele ce urmează vom căuta ca, pe baza determinărilor geotermometrice (executate de M. Borcoș) obținute în studiul incluziunilor primare din cristalele de cuarț sinmetamorfic identificat în diverse parageneze sau din cristalele de cuarț cuprins în diferențiatele metamorfice (pegmatitice), să aducem date noi, care se referă mai ales la precizarea condițiilor fizice care au existat în timpul metamorfismului pentru fiecare serie în parte. M. Borcoș (1967)[1] și H. Savu și M. Borcoș (1967) au arătat că datele geotermometrice pot reprezenta elemente esențiale, ce pot sta la baza unor considerații mai extinse, care în mod direct pot contribui la o interpretare structogenetică cît mai completă a terenurilor cristalofiliene, vizînd fiecare aspect al problemelor deduse doar pînă în prezent.

Lucrarea reprezintă un exemplu în care se demonstrează aplicabilitatea studiului mineralotermometric în desfășurarea proceselor metamorfice și are de asemenea scopul de a scoate mai bine în evidență direcțiile

[1] Raport Arhiv. Inst. geol., București.

St. și cerc. de geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 14, nr. 2, p. 363–374, București, 1959

de investigare pe care acest studiu trebuie canalizat. În vederea scopului propus, s-a ales unitatea cristalinului de Gilău — Muntele Mare. Acesta prezintă avantajul că în stadiul actual de cunoaștere are o evoluție suficient de bine descifrată, desfășurată probabil în trei cicluri tectonomagmatice prealpine, afectate ulterior de tectogeneza alpină. Ansamblul rezultatelor obținute, cu toate că mai sînt încă unele neconcordanțe și unele opinii ale diferiților autori, pot fi cuprinse într-o privire evolutivă sintetică și unitară.

Se considera (D. Giușcă și colab., 1967) că în primul ciclu prebaikalian sedimentogeneza a fost preponderent de natură grezo-argiloasă, magmatismul inițial slab dezvoltat, iar metamorfismul regional realizat la nivelul faciesului amfibolitic, însoțit de procese de migmatizare sincinematică și de un plutonism granitic în general tardicinematic. Formațiunile respective — mezometamorfice —, atribuite în seriile de Someș, Baia de Arieș și Mădrizești, ocupă în mod cert o poziție stratigrafică inferioară în cadrul edificiului cristalin al Munților Gilău. Prezența în cuprinsul lor a unor sedimente inițiale de vîrstă precambriană este mai mult decît probabilă. Se consideră, de asemenea, de către aceiași autori că cea mai mare parte a rocilor aparținînd seriei de Arada s-au format în același timp, deosebindu-se de primele prin caracterul lor retromorf, imprimat de procesele metamorfice din ciclul următor, baikalian.

În ciclul baikalian, materialul sedimentogen și magmatogen este furnizat în măsură aproape egală, magmatismul inițial este mai bine dezvoltat, iar metamorfismul s-a desfășurat în condițiile faciesului de șisturi verzi, fiind însoțit de un plutonism granitoid sinorogen. Produsele lui au fost grupate în seriile de Biharea și Muncel. Prezența în sedimentele inițiale a unor termeni de vîrstă proterozoic superior-cambrian inferior pare a fi suficient de bine demonstrată pentru formațiunile epimetamorfice ale acestor serii.

Activitatea celui de-al 3-lea ciclu tectonomagmatic — hercinic — se poate urmări mai bine în Munții Highișului și Munții Bihorului. Produsele lui se păstrează însă destul de bine și în extremitatea de sud-est a Munților Gilău. Acestea caracterizează procese inițiale de sedimentare tip fliș, însoțit de activitatea unui magmatism inițial intens. Majoritatea produselor au fost slab metamorfozate, proces întregit de activitatea unui plutonism sinorogen și tardiorogen.

Tectonica alpină a influențat profund și fundamentul cristalin al Munților Gilău, ceea ce determină menținerea seriilor de Someș, Arada și a granitului de Muntele Mare într-o unitate autohtonă, încălecată de formațiuni ale pînzei de Codru, din care fac parte integrantă seriile de Biharea, cu granitoidele de Codru și de Muncel. O unitate tectonică superioară este formată din solzul de Drăghița — Lupșa, format din seriile de Biharea și de Muncel, care încalecă peste aceleași formațiuni aparținînd pînzei de Codru. O ultimă unitate tectonică, suprapusă anormal precedentei, o reprezintă seria de Baia de Arieș. Sensul tuturor încălecărilor este dirijat de la sud către nord; vîrsta ultimelor două unități tectonice pare a fi hercinică, ele neafectînd decît termeni cristalini.

Profilele geotermometrice, în lumina celor spuse pînă aici, secționează următoarele formațiuni: seria de Someș, granitul de Muntele Mare, seria de Arada (autohton); granitoidele de Codru, seria de Bi-

harea, seria de Muncel (pînza de Codru); seria de Biharea, seria de Muncel (solzul de Drăghița—Lupșa); seria de Baia de Arieș (solzul superior de Baia de Arieș).

STUDIUL INCLUZIUNILOR, PREZENTAREA ȘI INTERPRETAREA REZULTATELOR

Studiul mineralotermometric al cristalelor de cuarț a pus în evidență existența a trei grupe principale de incluziuni primare (singenetice), incluziuni solide, gazoase și lichide și a unei grupe de incluziuni secundare (epigenetice), care nu au fost însă luate în discuție. O descriere amănunțită a diverselor tipuri de incluziuni, a semnificației pe care o prezintă mai ales prin rezultatele obținute pe cale experimentală în interpretarea condițiilor termodinamice ale proceselor metamorfice în general și ale celor din cristalinul Gilău—Muntele Mare în special, a fost făcută de M. B o r c o ș într-o lucrare anterioară (1967)[2].

Incluziunile solide primare au fost foarte rar întîlnite; ele reprezintă în situațiile observate fragmente de minerale pirogenetice. Au fost identificate și incluziuni solide primare constituite din minerale metamorfice (clorit, sericit, muscovit, biotit etc.), la care se asociază uneori carbonați și cristale de minereu opac. Morfologia incluziunilor este în general neregulată, dimensiunile lor atingînd adesea 1 mm. De obicei, variază între 0,1 și 0,5 mm.

Incluziunile gazoase primare sînt caracteristice cristalelor de cuarț din seriile mezometamorfice (Someș și Baia de Arieș). Ele prezintă un grad de umplere ce variază între 85 și 100%. Morfologia lor este de asemenea neregulată, iar dimensiunile lor sînt cuprinse de obicei între 0,20 și 0,02 mm. Incluziunile de gaz sînt mai frecvente în cristalele de cuarț din seriile mezometamorfice, în timp ce în cristalele de cuarț din seriile epimetamorfice acestea sînt mai puțin caracteristice, avînd de altfel și un grad mai redus de umplere, 50—80%, majoritatea făcînd trecerea la tipul de incluziuni gazo-lichide. Prezența incluziunilor gazoase indică, în situațiile analizate, existența unor condiții fizico-chimice de desfășurare a procesului metamorfic la nivelul unui stadiu pneumatolitic-pegmatitic.

Incluziunile lichide primare apar reprezentativ dezvoltate în special în cristalele de cuarț din seriile epimetamorfice și în seriile mezometamorfice sau chiar în pegmatite. Între acestea nu se constată deosebiri sensibile în ceea ce privește morfologia, dimensiunile sau gradul lor de umplere. Formele sînt dintre cele mai variate, frecvent au dimensiuni mici, 0,08—0,02 mm. Raportul dintre faza de gaz și lichid variază adesea între 1/12 și 1/4, întîlnindu-se însă și cazuri cînd acesta este de 1/20—1/30. În cadrul acestei grupe de incluziuni domină tipul incluziunilor bifazice; au fost semnalate însă adesea și incluziuni plurifazice și monofazice.

Incluziunile secundare sînt localizate în lungul sistemelor de fisuri care traversează fără o anume preferință cristalele de cuarț supuse ulterior formării unor efecte mecanice cataclastice însoțite de mobilizări de substanță. Ele prezintă o semnificație doar în aprecierea condițiilor termodinamice în care au evoluat procesele postmetamorfice, la care însă nu ne vom referi în prezenta lucrare.

[2] *Ibidem*, p. 1.

Rezultatele determinărilor de omogenizare a incluziunilor lichide primare din cristalele de cuarţ din formaţiunile mezometamorfice aparţinînd seriei de Someş şi Baia de Arieş, precum şi cele obţinute din pegmatitele asociate lor sînt menţionate în tabelul nr. 1.

Cu rare excepţii, temperatura de formare a incluziunilor din cristalele de cuarţ din seriile mezometamorfice este constant mai mare de 300°C. Prezenţa incluziunilor primare gazoase indică că cea mai mare parte a procesului a decurs constant la temperaturi mai mari de 360°C. Determinări similare efectuate pe pegmatite arată condiţii de formare care se înscriu în limitele aceluiaşi domeniu.

Tabelul nr. 1

Temperatura aparentă de formare a cristalelor de cuarţ asociate şisturilor seriei de Someş şi Baia de Arieş

Nr. probei	Seria	Roca înconjurătoare	Locul	Temperatura (°C)
1	Someş	micaşist cu granat	culmea Plopi Testieş	305—330; 255
2	,,	,, ,,	,,	272—280
3	,,	filon pegmatitic	,,	255—260 305
4	,,	filon de cuarţ	,,	320
5	,,	filon pegmatitic	Valea Ursului	275—290
6	,,	micaşist cu granat	,,	222—230
7	,,	filon de cuarţ	,,	305
8	,,	filon pegmatitic	,,	>360
9	,,	micaşist la contact cu granit	valea Negruţa	345—330
10	,,	micaşist cu granat	valea Iara	310—340
11	,,	filon pegmatitic	vf. Dumitreasa	>360
12	,,	filon cu cuarţ	Genele Ţiganului	308
13	,,	amfibolit	valea Iara	340—>360
14	,,	,,	,,	>360
15	,,	micaşist cu granat	Valea Ierţii	308—352
16	,,	micaşist cu granat	,,	332—>360
17	Baia de Arieş	şist biotitic	Valea Caselor	318—336; 360
18	,,	,, ,,	valea Arieşului (Lupşa)	>360
19	,,	micaşist cu staurolit	2 (Baia de Arieş)	>360

În cîteva cazuri s-au înregistrat însă şi temperaturi de omogenizare sub 300°C, fenomen care în situaţiile cunoscute poate fi explicat şi pus în legătură cu intervenţia proceselor de retrometamorfism, asupra cărora s-a atras atenţia de altfel încă din cercetările efectuate anterior.

Temperatura de umplere a incluziunilor lichide cuprinse în cristalele de cuarţ din seria de Arada figurează în tabelul nr. 2.

Se constată că temperatura de omogenizare variază între 227 şi 312°C, cu frecvenţă medie mai apropiată valorii de 280°C. Prezenţa incluziunilor primare de gaz cu un grad de umplere între 50—80% indică pe de altă parte şi o temperatură de formare mai mare de 312°C pentru cuarţul de secreţie laterală. Parte din datele menţionate arată condiţii de metamorfism caracteristice seriilor epizonale, majoritatea le apropie însă celor mezometamorfice.

În tabelul nr. 3 sînt trecute valorile determinărilor de omogenizare pentru incluziunile lichide primare din cristalele de cuarţ asociate şisturilor

Tabelul nr. 2

Temperatura aparentă de formare a cristalelor de cuarț asociate șisturilor seriei de Arada

Nr. probei	Seria	Roca înconjurătoare	Locul	Temperatura (°C)
1	Arada	șist sericitos	Valea Mare	265
2	,,	,, ,,	,,	226—242
3	,,	,, sericito-cloritos	Valea Caselor	308—312
4	,,	,, ,, ,,	,,	252
5	,,	,, muscovito-cloritos	Valea Bistrei	222—253
6	,,	,, sericito-cloritos	,,	312
7	,,	,, sericitos	,,	260
8	,,	hälleflinta	,,	288—297

Tabelul nr. 3

Temperatura aparentă de formare a cristalelor de cuarț din șisturile seriei de Biharea

Nr. probei	Seria	Roca înconjurătoare	Locul	Temperatura (°C)
1	Biharea	șist cloritos cu albit	Valea Mare	224
2	,,	,, ,, ,,	,,	213—221
3	,,	,, ,, ,,	,,	236—241
4	,,	filon de cuarț în calcar dolomitic	Valea Caselor	232—241
5	,,	șist cloritos	,,	217—231
6	,,	șist albitic	valea Arieșului	248
7	,,	șist cloritos cu albit	valea Bistrei	271—293
8	,,	,, ,, ,,	valea Poșaga	250—286
9	,,	,, ,, ,,	,,	240—269
10	,,	,, ,, ,,	Valea Ierții	236—258
11	,,	,, ,, ,,	,,	227—261
12	,,	,, ,, ,,	d. Săcele	223—248
13	,,	filon de cuarț în granitoide	Valea Mare	262—280
14	,,	,, ,, ,, ,,	,,	335
15	,,	,, ,, ,, ,,	,,	285—342
16	,,	,, ,, ,, ,,	Valea Scrădoaselor	>360

seriei de Biharea și pentru cristalele filoanelor de cuarț care însoțesc granitoidele de Codru.

Temperatura de formare a incluziunilor în primul caz, cu rare excepții, prezintă cele mai mici valori, ea variază între 213 și 250°C. În aceleași cristale s-au identificat incluziuni gazo-lichide, mai rar incluziuni gazoase cu grad scăzut de umplere, multe incluziuni solide și mai ales incluziuni solide cu clorit, în special, ceea ce arată condiții apropiate de limita inferioară a domeniului pneumatolitic.

Filoanele de cuarț din granitoidele de Codru s-au format în mod constant, așa cum se poate deduce din rezultatele obținute, la temperaturi în general mai mari. Este foarte probabil însă ca ele să reprezinte rezultatul unor efecte postmetamorfice, ceea ce face să le privim, cel puțin în acest stadiu al cercetării, cu mai multă rezervă.

Formațiunile seriei de Muncel, așa după cum se poate urmări din valorile înregistrate în tabelul nr. 4, s-au format în condiții fizice variate.

Tabelul nr. 4

Temperatura aparentă de formare a cristalelor de cuarţ asociate şisturilor seriei de Muncel

Nr. probei	Seria	Roca înconjurătoare	Locul	Temperatura (°C)
1	Muncel	şist sericitos	Valea Mare	285—315
2	,,	cuarţit grafitos	Valea Caselor	245
3	,,	şist sericitos	,,	353—360
4	,,	,, ,,	,,	218—234
5	,,	,, ,,	,,	242
6	,,	,, clorito-sericitos	,,	260—274
7	,,	,, sericitos	valea Bistrei	320—360 ; > 360
8	,,	,, ,,	,,	340 ; > 360
9	,,	,, ,,	valea Poşaga	262—279
10	,,	,, ,,	,,	251—273
11	,,	,, ,,	Valea Vadului	237—256
12	,,	,, ,,	,,	246—263
13	,,	,, cuarţito-sericitos	,,	237—268

Temperatura de umplere a incluziunilor lichide primare variază între 318 şi 360°C, uneori chiar şi mai mult. În lungul profilului analizat se constată o grupare a valorilor mari, 320—360°C, şi a celor mici, 218—315°C. Ultimele valori sînt în acord cu condiţiile de metamorfism desfăşurate la nivelul faciesului de şisturi verzi, fapt constatat şi la seria de Biharea. Valorile ridicate reprezintă fie relicte ale unor faze anterioare de metamorfism, fie eventual mobilizări de soluţii care au însoţit produsele activităţii magmatice metamorfozate (porfiroidele) caracteristice acestei serii. În aceste din urmă situaţii, cristalele de cuarţ prezintă un mare număr de incluziuni solide şi în mod frecvent incluziuni de gaz.

Nu acelaşi lucru s-a constatat la grupul de incluziuni format la temperaturi cuprinse între 218 şi 315°C.

Metamorfismul care a generat seria de Arieşeni, dezvoltată în partea de vest a Munţilor Apuseni, aşa după cum reiese din cele cîteva date, care au mai mult un caracter informativ, privind în special şisturile de la Arieşeni, din valea Poşaga şi din Munţii Trascăului, s-a desfăşurat în condiţii de joasă temperatură şi presiune. Temperaturile de omogenizare înregistrate variază în general între 175 şi 215°C. În cristalele de cuarţ analizate domină tipul de incluziuni bifazice ; uneori se identifică şi incluziuni gazo-lichide sau chiar incluziuni gazoase cu grad redus de umplere.

Cu toate că metodica prelucrării probelor nu a fost elaborată în detaliu şi nu dispunem de un număr prea mare de date, mai ales că nu avem o densitate corespunzătoare pe profilele ridicate, se pot trage totuşi unele concluzii de ordin general, pe care le considerăm suficient de fundamentate. Aceste concluzii vor fi întregite şi de rezultatele care se vor obţine în viitor direct pe cristalele metamorfice, cum ar fi granatul, staurolitul, feldspatul şi altele.

O primă observaţie care se degajă pe marginea celor expuse cu privire la tipurile de incluziuni semnalate în cristalele de cuarţ şi a semnificaţiei lor în aprecierea condiţiilor fizice în care au evoluat procesele metamorfice este aceea că un asemenea studiu trebuie să se bazeze pe un număr foarte mare de date şi de observaţii, care să se refere în special la incluziunile de gaz, la temperatura de umplere a incluziunilor lichide,

la raportul de frecvență care există între aceste două categorii de incluziuni, ținîndu-se, așa după cum s-a mai arătat altfel, permanent cont și de prezența și de natura incluziunilor primare solide cu minerale metamorfice.

S-a anticipat asupra faptului că temperaturile de omogenizare determinate reprezintă temperaturi aparente de formare a cristalelor analizate. În condițiile în care se desfășoară procesul metamorfic, presiunea, așa după cum s-a demonstrat pe cale experimentală, are un rol tot atît de important.

Datele moderne experimentale sintetizate în tratatele lui F. Turner și J. Verhoogen (1960) și Winkler (1967) au stabilit în linii mari limitele intervalelor de temperatură pentru diferitele faciesuri și subfaciesuri metamorfice. Simplificînd, am putea fixa apariția în rocile din seria pelitică a cloritului la 400°C, a biotitului la 450°C, a almandinului la 500°C, a staurolitului la 550°C și a sillimanitului la 680—700°C. Pe de altă parte, datele mai noi geotermice sintetizate de J. Verhoogen (1956) scot în evidență mai degrabă existența unui gradient geotermic normal de ordinul a 30°C/1 km.

În tabelul nr. 5 se prezintă pentru fiecare serie și parageneză în parte temperatura de formare a cristalelor de cuarț asociate, corectată cu factorul de presiune în ideea existenței unui gradient geotermic de 30°C/1 km și de 50°C/1 km, ordinul de mărime al presiunii exercitate în metamorfismul formațiunilor respective și adîncimea de îngropare a acestora în scoarță. Corecțiile de presiune s-au calculat din diagrama întocmită de M. Savul și V. Pomîrleanu (1960) după G. C. Kennedy; acestea, însumate valorilor aparente din tabelele 1—4, presupun obținerea unor date mult mai apropiate de valorile reale ale temperaturii de formare a cuarțului.

Comparînd datele din tabelul nr. 5 cu temperatura de formare a mineralelor metamorfice stabilită pe cale experimentală, se constată în mod constant că primele sînt mult mai mari (cu circa 200—300°C), mai ales în cazul cînd acestea au fost calculate la un gradient de 30°C/1 km. De asemenea, acestea sînt mari și în cazul unui gradient de 50°C/1 km — circa 100—200°C. Constatarea este cu atît mai evidentă cu cît ne referim întotdeauna la cristalele de cuarț din parageneza considerată, formate în general ulterior acesteia. În orice caz, temperatura de formare a parageneze de minerale metamorfice este ceva mai mare decît aceea a formării cristalelor de cuarț analizate. Fluctuațiile uneori destul de mari în seria valorilor temperaturilor de formare din cadrul aceleiași formațiuni (serii cristaline de exemplu) ne fac să gîndim că, pe lîngă celelalte argumente care se aduc în sprijinul unei explicații, variațiile de presiune totală care trebuie luate în considerare și stressul au fost considerabile. Ideea de a merge în interpretarea datelor pe linia acceptării unui singur gradient geotermic nu pare a fi justificată. Într-o asemenea accepțiune, considerînd datele ca reale în condițiile unui gradient de 30°C/1 km, deși — așa cum s-a arătat — față de datele experimentale apar mari ca valori de temperatură, ele caracterizează totuși adîncimi relativ corespunzătoare de desfășurare a proceselor. În condițiile unui gradient de 50°C/1 km valorile de temperatură sînt mai apropiate de cele reale, în schimb adîncimile de îngropare apar mici. Observația se întemeiază și pe faptul că după studii recente întreprinse în Munții Metaliferi (ținînd cont de grosimea stivei de sedimente alpine), realizarea proceselor metamorfice cu formarea produselor de tip „schistes lustrés" nu putea să aibă loc la o adîncime mai mică de 8 000 m.

Tabelul nr. 5

Seria	Temp. aparentă °C.	Gradient geotermic 30°C/1 km		Gradient geotermic 50°C/1 km	
		Temp. calculate (°C)	km.	Temp. calculate (°C)	km
Someş					
Micaşist cu granat	255—352; >360	560—700; >765	17—26 >26	425—650 >665	8—12 >13
Micaşist la contact cu granit	340—360	705—765	26	620—665	12—13
Amfibolit	340—360	705—765	26	620—665	12—13
Pegmatit	340—345; <360	705—765; >765	26	620—665; >665	>13
Baia de Arieş					
Micaşist cu granat şi staurolit	>360	>765	>26	>665	>13
Şist biotitic	>360	>765	>26	>665	>13
Arada					
Şist sericitos	242—265	500—565	17—18	380—420	7—8
Şist ser.-clor.	252—312	500—640	17—21	395—540	8—10
Şist musc.-clor.	222—253	455—510	15—17	345—395	7—8
Hälleflinta	288—297	595—625	20—21	485—500	9—10
Bihareа					
Şist cloritos cu albit	213—293	415—595	13—19	305—590	6—9
Şist cloritos	217—231	420—480	14—16	318—380	6—7
Şist albitic	248	560	17	395	8
Filon de Q în granitoide	262—>360	515—>765	17—>26	430—>665	9—>13
Muncel					
Şist sericitos	237—353; >360	484—760; >765	16—26; >26	345—630; >665	7—12; >12
Şist clor.-sericitos	260—274	515—560	17—18	420—455	8—9
Şist cuarţ.-sericitos	237—268	485—520	16—17	345—460	7—9
Cuarţ grafitos	245	495	16	390	8—9
Arieşeni					
Şisturi verzi	175—215	325—420	10—14	225—305	4—6

Pe lîngă toate acestea, trebuie avut în vedere şi faptul că în metamorfism procesele se desfăşoară chiar în cadrul aceleiaşi unităţi structogenetice şi în acelaşi ciclu în condiţii fizice variabile, în care aportul de căldură pe seama mobilizării de substanţă (magmatism sinorogen sinmetamorfic) pot determina un gradient geotermic destul de neuniform. Cu atît mai mult, în cadrul unor cicluri orogenice diferite, gradientul geotermic va putea suferi modificări importante. Iată numai două din argumentele principale — gradientul geotermic şi presiunea — care ne conduc la concluzia să presupunem, pe baza datelor pe care le-am obţinut, că nu este încă oportun să ne angajăm într-o discuţie în care să le considerăm pe acestea din urmă ca valori absolute (corectate într-o idee sau alta) în definirea principalelor aspecte ale condiţiilor fizice reale în care s-au desfăşurat procesele de meta-

morfism. În stadiul actual al cercetării, această caracterizare va putea fi făcută mai de grabă pe baza diferențelor relative care se constată între valorile ce caracterizează condițiile fizice diferite de formare pentru fiecare serie sau unitate cristalină în parte, neinfluențată în acest mod de erorile posibile care se presupune că se mențin în acest fel relativ constante. De aceea, ori de cîte ori se menționează „valori reale de formare", ele trebuie considerate totuși convenționale, cu toate că sînt mult mai juste decît cele aparente necorectate. Observațiile de ordin general conduc la ideea aprecierii următoarelor domenii de temperatură pentru cîteva nivele sau zone cu minerale index în metamorfism :

Zona cu disten și sillimanit :

$>>$ 765°C în condițiile gradientului geotermic de 30°C/1 km
$>>$ 665°C „ „ „ 50°C/1 km

Zona cu staurolit ; staurolit și almandin :

$>$ 765°C în condițiile gradientului geotermic 30°C/1 km
$>$ 665°C „ „ „ 50°C/1 km

Zona cu clorit :

415—640°C în condițiile gradientului geotermic de 30°C/1 km
315—420°C „ „ „ 50°C/1 km

Rezultă că, cel puțin la nivelul micașisturilor cu almandin și staurolit din seria de Baia de Arieș sau în cele cu disten și sillimanit care au o dezvoltare locală, temperatura minimă în metamorfism nu putea fi mai mică de 660 și respectiv 425°C. Apariția cloritului, la care se asociază în mod variabil sericitul și albitul, acoperă un domeniu destul de extins, între 415 și 640°C și respectiv 305 și 540°C. Efectele cele mai slabe de metamorfism cu formarea sericitului au avut loc la temperaturi mai mici de 420 și 305°C.

Cu privire la regiunea cercetată, pe baza datelor de care dispunem, pot fi făcute următoarele considerații, care aruncă o lumină nouă asupra principalelor aspecte structurale ale acestei unități.

Seriile mezometamorfice la nivelul actual de eroziune în zonele cu minerale index menționate s-au format aproximativ în aceleași condiții fizice. Același regim termodinamic îl acuză și corpurile și filoanele de pegmatite, confirmînd ideea că acestea trebuie considerate ca produse sinmetamorfice sau sincinematice. Condițiile fizice în care a evoluat metamorfismul în primul ciclu se detașează mult de cele în care s-au format rocile metamorfice din ciclurile următoare. Și pe această cale se pune în evidență intervenția unei faze retrometamorfice, probabil baikaliene, ale cărei efecte s-au păstrat mai evident asupra șisturilor din seria de Someș metamorfozată inițial în zona cu staurolit, disten și local sillimanit. Geotermometric, caracterul retromorf al seriei este relevat prin alternanța de valori mari și mici sau prin seria valorilor de tranziție. Cu excepția produselor de retrometamorfism, care în cea mai mare parte corespund seriei de Arada (în accepțiunea autorilor D. Giușcă, H. Savu și M. Borcoș, 1967), între seriile mezometamorfice și epimetamorfice nu se constată zone de tranziție. În toate situațiile analizate în lungul profilelor geotermometrice,

observația făcută se exprimă printr-o diferență de temperatură marcantă, care poate atinge valori de 440°C sau chiar mai mari. Intervalele minime la care au evoluat procesele în cele două alternative de gradient geotermic sînt de 17—26; >26 km și 8—13; >13 km, cea din urmă alternativă (50°C/1 km) presupunînd prezența unor „domuri termice" sau alți factori care să motiveze un spor de temperatură necesară realizării unor condiții corespunzătoare nivelelor (zonelor) considerate de metamorfism în seria de Someș, Baia de Arieș și Arada. Reamintim pe această cale că pentru apariția într-o serie sedimentară a unei șistuozități transversale este necesară o sarcină minimă a depozitelor acoperitoare corespunzînd unei adîncimi de 5 000 m (P. Fourmarier, 1962); pentru apariția șistuozității de stratificație, această adîncime trebuie să fie însă considerabil mai mare.

Seriile epimetamorfice de Biharea, Muncel și Arada retrometamorfozate s-au format în alte condiții fizice, pregnant caracteristice unor arii geosinclinale cu adîncimi variabile cuprinse între 13 și 19 km, uneori surprinzător chiar mai mari de 26 km, sau între 6 și 9 km și respectiv mai mari de 13 km. Se poate considera că activitatea magmatică premetamorfică și cea sinorogenă au determinat mobilizarea unei soluții de temperatură mai ridicate decît cele care au circulat în mod obișnuit în timpul metamorfismului, caracteristice stadiului de șisturi verzi. Pe de altă parte, nu s-a constatat o diferență sistematică între temperaturile de formare ale acelorași formațiuni epimetamorfice dispuse în unitățile tectonice diferite (de exemplu cele din pînza de Arieșeni și pînza de Lupșa). Diferențele remarcate între șisturile celor două pînze (R. Dimitrescu, 1966) se datoresc mai degrabă unor efecte de ordin dinamic, nu termic. Cele mai joase temperaturi determinate, de 415 sau 305°C, din formațiunile ciclului baikalian aparțin seriei de Biharea (din cristalinul Arieșului, R. Dimitrescu, 1958); în mod excepțional s-au înregistrat și temperaturi mai ridicate de 765° sau de 665°C. Faptul este în acord cu observația anticipată confirmînd condițiile fizice necesare paragenezei principale albit-clorit-muscovit din faciesul epizonal de șisturi verzi.

Seria epimetamorfică de Arieșeni formată în ciclul hercinic acuză, în comparație cu cele expuse, cele mai slabe efecte ale proceselor metamorfice care se pot traduce cifric la un domeniu al temperaturii 326—420°C sau 225—305°C cu adîncimea intervalului de îngropare 10—14 km sau 4—6 km.

Implicațiile tuturor datelor de ordin cantitativ care rezultă sînt evidente și pot duce la o serie de considerații importante și în ceea ce privește vîrsta sedimentelor premetamorfice și vîrsta metamorfismului. Acumularea unui volum mai mare de date va condiționa dezvoltarea acestui subiect la dimensiunile necesare, mai ales că — așa cum de altfel am atras atenția — rezolvarea problemelor e canalizată de cercetătorii regiunii pe căi uneori esențial diferite. În această ordine de idei, de exemplu, pare interesant de semnalat faptul că studiul palinologic întreprins de Adina Visarion[3] a arătat prezența în seria de Muncel — ca și, în parte, în seria de Arada — a cambrianului inferior. Pentru metamorfozarea acestuia din urmă (admițînd chiar că alți termeni mai tineri nu vor fi ulterior identificați în aceste serii cristaline) era necesară prezența în acoperișul său

[3] Comunicare în ședințele Institutului geologic din aprilie 1968.

cel puțin a întregii serii sedimentare a cambrianului și probabil a ordovicianului, dacă nu și a gotlandianului. Este o observație care poate să ridice semne de întrebare sub acest aspect asupra existenței ciclului orogenic baikalian și care ar conduce la luarea în considerare a unei a doua faze orogene caledoniene, începînd cu cea sardă și sfîrșind cu cea erică.

CONTRIBUTION À LA DÉTERMINATION DES CONDITIONS PHYSIQUES DU MÉTAMORPHISME RÉGIONAL DES MONTS APUSENI

(RÉSUMÉ)

Les auteurs essayent de fournir de nouvelles données relatives aux conditions physiques qui régissent le métamorphisme régional des séries cristallines, séparées dans les monts Apuseni. A cette fin, des déterminations géothermométriques ont été entreprises par l'un d'eux (M. Borcoș) par la méthode de l'homogénéisation des inclusions primaires dans les cristaux de quartz synmétamorphiques. Les données expérimentales obtenues pour chaque série cristalline (voir les quatre tableaux dans le texte roumain) représentent des températures apparentes de cristallisation du quartz. Pour aboutir aux températures réelles, ces résultats doivent recevoir une correction en fonction de la pression. Or, dans le cas présent, il est beaucoup plus utile de poser le problème inverse : les intervalles de température des différents faciès métamorphiques étant maintenant assez bien précisés, grâce aux travaux de Turner et Verhoogen et surtout de Winkler, il s'agit de déduire la pression des valeurs de la température réelle et de la température apparente. Le facteur de pression ne peut être évalué qu'en fonction d'un gradient géothermique, fixé par des considérations a priori. Les auteurs ont essayé de prendre des valeurs alternatives de 30 et 50°C par km. Cela les a conduits à l'estimation de la profondeur d'enfouissement des sédiments pendant les processus métamorphiques donnée, qui du point vue géologique présente le plus haut intérêt. Il ne s'agit évidemment que d'une première tentative qui devra être approfondie et vérifiée.

BIBLIOGRAFIE

Borcoș M. și Borcoș Elena (1962), *Cercetări geologice și petrografice în regiunea Runc — Segagea — Valea Ierii-sat*, D.S. Com. geol., **XLVII**, (1959—1960).

— (1964), *Cercetări geologice și petrografice în regiunea de la izvoarele Văilor Iara și Șoimului (Munții Apuseni)*, D.S. Com. geol., **XLIX**, (1961—1962), partea a II-a.

Borcoș M., Dimitrescu R. și Hanomolo I. (1968), *Contribuții la cunoașterea structurii masivului granitic de Muntele Mare*, D.S. Inst. geol., **LIII**, (1966).

Dumitrescu R. (1958), *Studiul geologic și petrografic al regiunii dintre Gîrda și Lupșa*, An.Com. geol., **XXI**.

— (1966), *Muntele Mare — studiu geologic și petrografic*, An. Inst. geol., **XXXV**.

Fourmarier P. (1962), *L'intérêt de l'étude aes deformations mineurs des roches pour la compréhension de l'évolution des régions plissées*, Arch. des. Sci., Soc. phys. hist. nat., *166*. Geneva,

Giușcă D., Savu H., Borcoș M. (1967), *Asupra stratigrafiei șisturilor cristaline din Munții Apuseni*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **12**, *1*.

SAVUL M. und POMÎRLEANU V. (1960), *Paleogeotermisches Profil in den Ostkarpathen den differenzierten Quartz der Kristallinen Schiefer betreffend*, Anal. șt. Univ. „Al. I. Cuza", Iași, secț. II, șt. nat., **VI**, *2*.

SAVU H., BORCOȘ M. et al. (1967), *Date noi asupra stratigrafiei și petrografiei șisturilor cristaline din partea centrală a Munților Drocea*, D. S. Com. geol., **LIII**, *1*.

TURNER F. J. and VERHOOGEN J. (1960), *Igneous and metamorphic petrology*, Dep. of Geol. Univ. of California, Berkeley New York — Toronto — London.

Primit în redacție
la 2 octombrie 1968

Institutul geologic al
Comitetului de Stat al Geologiei,
București
Universitatea „Al. I. Cuza" Iași

ANHIDRITIZAREA, STADIU DE TRANSFORMARE ÎN CADRUL ACTIVITĂȚII HIDROTERMALE, LEGATĂ DE ROCILE BANATITICE DIN REGIUNEA MOLDOVA NOUĂ

DE

IOANA GHEORGHIȚĂ

55(05)

În ansamblul fenomenelor de metamorfism hidrotermal care au afectat rocile banatitice din regiunea Moldova Nouă, anhidritizarea constituie un aspect remarcabil prin dezvoltare și multiplele asociații.

Rocile banatitice, reprezentate predominant prin porfire cuarț-dioritice cu biotit și hornblendă, au suferit fenomene variate de transformare, legate într-o primă fază de procesele pirometasomatice, care au dus la formarea de endoskarne cu granați, diopsid, epidot etc., după care urmează în continuare procese pneumatolitice-hidrotermale.

Activitatea pneumatolitică-hidrotermală are o importanță deosebită, atît prin multiplele transformări pe care le suferă rocile banatitice, cît și prin procesele metalogenetice care au dus la formarea unei mineralizații importante de sulfuri polimetalice.

În faza de transformări hidrotermale a avut loc un polimetamorfism care s-a desfășurat în continuarea proceselor pirometasomatice în mai multe stadii, în funcție de temperatura și chimismul soluțiilor magmatice, după cum urmează : stadiul de feldspatizare, stadiul de argilizare, stadiul de sericitizare, stadiul de silicifiere (aici începe și desfășurarea proceselor metalogenetice, care sînt în parte simultane cu silicifierea și în parte ulterioare acesteia) și, în sfîrșit, activitatea hidrotermală tardivă se încheie cu stadiul de anhidritizare, urmat de zeolitizare.

În transformările ce au urmat imediat după procesele pirometasomatice, procesele hidrotermale au avut un caracter evident potasic, care s-a manifestat prin formarea abundentă a feldspatului potasic, reprezentat prin ortoză și adular, în asociație cu biotit, (±) muscovit, cuarț etc.

Aportul potasic se manifestă în continuare prin dezvoltarea stadiilor de argilizare și sericitizare. Dintre mineralele argiloase se formează predominant illitul și cu totul subordonat montmorillonitul, caolinitul și beidellitul.

St. și cerc. de geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 14, nr. 2, p. 375–384, București, 1969

Stadiul de sericitizare are o mare dezvoltare și afectează în mod frecvent rocile banatitice, care se transformă în roci constituite predominant din sericit, cuarț, muscovit, pirită și carbonați.

Urmează un stadiu de silicifiere, caracterizat prin depuneri importante de cuarț hidrotermal, care poate uneori să înlocuiască total rocile banatitice, ducînd în acest caz la formarea de cuarțite secundare sau hidrotermale în accepțiunea lui D. S. Korjinski (1965).

În acest stadiu încep și depunerile de sulfuri metalice, care încetează o dată cu declanșarea procesului de anhidritizare.

Fenomenul de anhidritizare reprezintă deci un stadiu tardiv de transformare a rocilor banatitice, fiind urmat de depunerea gipsului și zeoliților, ca o ultimă manifestare a proceselor legate de activitatea hidrotermală.

Anhidritizarea afectează într-o mare măsură atît rocile eruptive banatitice, cît și unele roci de contact.

În cazul porfirelor cuarțdioritice cu biotit și hornblendă, fenomenul se desfășoară cu intensitate variabilă. Astfel, de la simpla depunere pe fisuri sau în golurile rocilor, procesul capătă uneori un caracter evident metasomatic, cînd o mare parte a rocilor banatitice sînt înlocuite de anhidrit.

Uneori, anhidritul apare asociat cu cuarțul. La miscroscop este evidentă depunerea anhidritului după cuarț, pe care îl înglobează în masa lui și îl substituie parțial.

Se remarcă faptul că anhidritul a exercitat un proces avansat de metasomatoză asupra banatitelor, care nu au fost complet silicifiate și transformate în cuarțite secundare. În acest caz, rocile sînt mult prea compacte și nu au permis circulația soluțiilor cu sulfat de calciu decît pe sistemele de fisuri. Cînd fisurile sînt prezente anhidritul se depune pe acestea, înlocuind în mică măsură roca silicifiată, de o parte și de alta a fisurii.

De obicei, anhidritizarea se produce cu mai multă intensitate în rocile banatitice, care au suferit în prealabil fenomene de sericitizare sau argilizare, datorită cărora ele devin poroase, creîndu-se goluri și fisuri, pe care a fost posibilă circulația soluțiilor cu anhidrit.

Soluțiile încărcate cu sulfatul de calciu, din care s-a depus anhidritul, au venit după ce a avut loc silicifierea și mineralizarea cu sulfuri, folosind drept căi de acces zone de minimă rezistență, reprezentate prin fisuri și goluri.

Între depunerea cuarțului și a sulfurilor, pe de o parte, și aceea a anhidritului, pe de altă parte, a existat o pauză în timpul căreia a avut loc zdrobirea cuarțului și a sulfurilor anterior formate, urmată de o cimentare ulterioară și o înlocuire parțială cu anhidrit, care rareori conține cantități reduse de pirită și calcopirită.

S. T. Badalov (1955) și G. B. Langford și E. G. Hancox (1936) au ajuns la concluzia că formarea sulfaților, și în special a anhidritului, deseori desăvîrșește procesul endogen al fiecărui stadiu de mineralizare sau de transformări ale rocilor înconjurătoare și are loc în condițiile de creștere a alcaliilor și a potențialului oxidant al mediului.

În urma unei anhidritizări avansate, rocile eruptive banatitice capătă o culoare violacee sau cenușiu-violacee, anhidritul fiind adesea colorat intens în violet și mai rar în cenușiu. Luciul anhidritului este sidefos pe suprafețele proaspăt obținute.

Clivajul este perfect după trei direcţii perpendiculare. Se observă adesea macle polisintetice.

Au fost determinate următoarele constante optice : Ng—Np=0,043 : (+) 2V = 40°.

Analizele spectrografice informative, executate de E. Volanski asupra unor probe de anhidrit violet, au indicat prezenţa următoarelor elemente : Mn, As, Ag, Ti, Al.

Studiul microscopic al porfirelor cuarţdioritice anhidritizate pune în evidenţă o masă de anhidrit larg cristalizat, cu structură mozaicată, cristalele avînd dimensiuni cuprinse între 0,1/0,5 şi 3,5/4,5 mm şi clivajul caracteristic după direcţii perpendiculare. Se observă de asemenea frecvente macle polisintetice (pl. I, fig. 4).

Structurile porfirice relicte sînt reprezentate prin pastă microgranitică şi fenocristale de plagioclaz, biotit şi hornblendă (pl. I, fig. 1 şi 2). Pasta cu structura microgranitică este constituită din feldspat plagioclaz (35—45%), cantităţi reduse de ortoză (1—2%) şi rare foiţe de biotit. Uneori se observă cuiburi de sericit, rezultat în urma unui proces de transformare anterior anhidritizării.

Dintre fenocristalele rocii banatitice, cele mai afectate sînt cele de plagioclaz, în care anhidritul pătrunde de-a lungul planelor de clivaj, sau pe reţele de fisuri, distribuite capricios (pl. I, fig. 3).

Înlocuirea cu anhidrit a cristalului de plagioclaz se produce de cele mai multe ori de o parte şi de alta a fisurilor.

Uneori, fenocristalele de plagioclaz sînt conservate în întregime în masa de anhidrit, care a înlocuit pasta, constituind o mărturie indubitabilă asupra naturii rocii afectate de transformare.

În fenocristalele de biotit şi hornblendă, anhidritul a fost observat numai pe fisuri sau pe suprafeţe de clivaj.

În schimb, mineralele melanocrate suferă alte transformări ; biotitul este adesea baueritizat sau cloritizat, iar hornblenda este cloritizată.

Adesea, anhidritul conţine incluziuni frecvente de cuarţ şi sulfuri, reprezentate predominant prin molibdenit, pirită şi calcopirită, ceea ce arată că formarea anhidritului a avut loc după depunerea cuarţului şi sulfurilor, ca unul dintre ultimele minerale de gangă ale acestora.

Anhidritul aparţine unei faze hidrotermale ulterioare fazei de mineralizare. Sulfurile metalice, depuse anterior împreună cu cuarţul pe fisurile sau în golurile rocilor banatitice, au fost înglobate de către anhidrit, care a înlocuit parţial roca banatitică, în prealabil sericitizată sau silicifiată. În cîteva cazuri, venirile de anhidrit sînt însoţite şi de cantităţi reduse de pirită şi calcopirită, formate din aceleaşi soluţii.

Banatitele sînt adesea mineralizate cu molibdenit, pirită, calcopirită, tetraedrit, care formează impregnaţii difuze sau se depun pe fisuri împreună cu cuarţul.

După formarea cuarţului cu sulfuri, rocile banatitice au fost fisurate, permiţînd astfel circulaţia cu uşurinţă a soluţiilor cu anhidrit.

Aşa se explică prezenţa în masa de anhidrit a unor insule de cuarţ şi sulfuri parţial corodate de anhidrit. În cazul în care anhidritul este prezent numai pe fisurile care străbat banatitele, el umple zona centrală a acestora, în timp ce pereţii sînt tapisaţi cu cuarţ şi sulfuri cum sînt molibdenitul şi pirita.

Un alt aspect al procesului de anhidritizare se referă la rocile de contact. Dintre acestea, cele mai afectate sînt calcarele cristaline magneziene și în mai mică măsură skarnele cu granați, endoskarnele și corneenele biotitice.

În cazul calcarelor cristaline magneziene, matricea carbonatată, formată din calcit sau dolomit, a fost înlocuită de cele mai multe ori total de către anhidrit.

În regiunea Moldova Nouă, calcarele cristaline magneziene, care au suferit procesul de anhidritizare, constituie orizonturi bine individualizate a căror corelare se poate face pe mai mulți kilometri, începînd din zona de nord, și anume de la Florimunda, în continuare pe ogașul Marichii, în Valea Mare pînă în culmea Văradului, punctul cel mai sudic al regiunii. Aceste roci anhidritizate se situează pe o direcție nord—sud, la contactul vestic al banatitelor, ele avînd un maxim de dezvoltare în Valea Mare și la Vărad. În urma acțiunii metamorfismului termic, la care se adaugă și un aport redus pneumatolitic, în legătură cu intruziunea banatitelor, o serie de calcare dolomitice și dolomite calcaroase cu variate impurități au fost transformate într-o gamă variată de calcare cristaline cu minerale magneziene din grupa forsterit-clinohumit-humit, diopsid, flogopit, tremolit, actinot, periclaz etc., însoțite de produsele lor de transformare: serpentină, clorit, talc, brucit. Studiul microscopic al rocilor care au suferit fenomenul de anhidritizare pune în evidență o masă de bază, formată în cea mai mare parte sau exclusiv din anhidrit, care constituie actualmente matricea mineralelor magneziene, cu care se asociază adesea și minerale metalice, reprezentate prin pirotină, pirită, calcopirită și blendă.

Anhidritul, format din soluțiile hidrotermale, a substituit în cea mai mare parte sau chiar total masa carbonatată a calcarului cristalin și a înglobat mineralele magneziene de contact termic și parțial metasomatic, cît și mineralele metalice de natură hidrotermală (pl. II, fig. 1, 2, 4, 5 și 6). La miscroscop se distinge clar corodarea parțială a sulfurilor și în special a pirotinei și piritei de către anhidrit.

Matricea de anhidrit este uneori foarte dezvoltată și constituie cea mai mare parte a rocii actuale, în timp ce mineralele magneziene predomină față de masa anhidritică.

Variația raportului cantitativ dintre mineralele magneziene și anhidrit se datorește caracterului inițial al rocilor sedimentare afectate de metamorfismul termic, care au fost reprezentate prin calcare dolomitice sau dolomite calcaroase, cu cantități variabile de MgO și SiO_2.

Caracterul magnezian, precum și gradul de puritate al rocilor dolomitice au determinat formarea unei cantități mai mari sau mai reduse de minerale magneziene față de masa carbonatică.

De cele mai multe ori, masa carbonatică recristalizată, formată din calcit sau dolomit, a fost înlocuită total de către anhidrit, rezultînd „roci de contact cu silicați de magneziu și anhidrit".

Existența unei metasomatoze avansate, exercitată de anhidrit asupra unora din calcarele cristaline cu minerale magneziene, ne este confirmată de prezența unor astfel de roci cu stadii incipiente și intermediare de anhidritizare, în care se mai păstrează relicte din masa carbonatică, reprezentată mai ales prin calcit și mai puțin prin dolomit.

Cele mai frecvente asociaţii ale anhidritului hidrotermal cu mineralele magneziene, formate în urma metamorfismului termic şi parţial pneumatolitic, sînt următoarele :

— forsterit-clinohumit şi anhidrit ;
— diopsid-forsterit şi anhidrit ;
— flogopit ± forsterit şi anhidrit ;
— tremolit-actinot ± diopsid ± ludwigit şi anhidrit (pl. II, fig. 4) ;
— brucit-mice verzi ± forsterit şi anhidrit ;
— serpentină ± forsterit ± diopsid şi anhidrit.

Prezenţa clinohumitului indică un aport de fluor, în timp ce aceea a ludwigitului necesită un aport de fier şi bor.

Serpentina este în majoritatea cazurilor legată de depunerea anhidritului, fiind un produs de transformare al forsteritului şi mai puţin al diopsidului, sub influenţa aceloraşi soluţii hidrotermale care au produs mineralizarea cu sulfuri, urmată de formarea anhidritului (pl. II, fig. 3).

Sulfurile metalice, care apar destul de frecvent în calcarele cristaline magneziene, sînt reprezentate predominant prin pirotină, pirită şi calcopirită.

La microscop se poate observa uneori corodarea parţială a pirotinei de către anhidrit, care formează mineralul de gangă al celor două sulfuri, fiind depus ulterior acestora.

În cazul altor roci de contact, situate în apropierea zonelor cu maximum de dezvoltare a anhidritului, cum sînt endoskarnele cu granaţi şi epidot, skarnele cu granaţi şi corneenele biotitice, anhidritul este prezent adesea numai pe sistemele de fisuri, rareori fiind observată o slabă metasomatoză a relictelor de plagioclaz din endoskarne sau a matricei de calcit din skarnele cu granaţi.

Corneenele biotitice, formate predominant din biotit şi cantităţi reduse de cuarţ şi feldspat plagioclaz, sînt străbătute uneori de sisteme de diaclaze pe care s-au depus sulfuri şi anhidrit. Cercetarea a numeroase carote provenite din forajele de explorare de la Valea Mare şi Vărad a arătat că fenomenul de anhidritizare are o dezvoltare deosebit de mare în zona vestică şi sudică a zăcămîntului Suvarov.

Localizarea în spaţiu a procesului de anhidritizare se poate urmări atît în profilele de foraj longitudinale (nord—sud), cît şi în cele transversale (vest—est), începînd din sectorul Valea Mare pînă în sectorul Vărad. Maximum de dezvoltare se observă la limita vestică a banatitelor din Valea Mare şi Ogaşul Bordîng.

Din aceleaşi profile de foraje, s-a observat că anhidritizarea se produce la adîncimi cuprinse între 300 şi 800 m. Formarea anhidritului la adîncimi de peste 500 m, cum este cazul unor foraje, este explicată de S. T. B a d a l o v (1955) prin faptul că solubilitatea sulfatului de calciu scade o dată cu creşterea temperaturii.

În acest caz, au loc procese care dau naştere la un mediu oxidant, şi anume precipitarea mineralelor sulfurice din compuşii complecşi, precum şi alterarea rocilor carbonatice în condiţiile de contact cu rocile magmatice. Datorită scăderii solubilităţii anhidritului cu creşterea temperaturii, din soluţiile saturate cu sulfat de calciu se precipită anhidritul, care nu mai poate circula ascendent. Formarea anhidritului în cantităţi aşa de mari, care să permită o metasomatoză avansată atît asupra rocilor banatitice, cît şi asupra unora din rocile de contact, a avut loc din soluţii hidroter-

male, care au produs anterior procese de sericitizare și silicifiere cu o mare dezvoltare în regiunea Moldova Nouă.

Deci, anhidritul trebuie considerat ca unul din ultimele produse hidrotermale, reprezentînd în același timp mineralul de gangă al sulfurilor. Rareori, venirile de anhidrit au mai adus cantități reduse de pirită și calcopirită, care s-au depus împreună cu acesta pe fisurile din banatite sau din unele roci de contact. Soluțiile acide bogate în sulfat, trecînd prin rocile banatitice și prin calcarele cristaline magneziene au înlocuit parțial sau total unele din mineralele primare ale acestora, cele mai rezistente dovedindu-se a fi mineralele magneziene (forsterit, diopsid, tremolit etc.), sulfurile și cuarțul.

Formarea zeoliților încheie procesele activității magmatice hidrotermale în zăcămîntul de la Moldova Nouă, acest lucru fiind foarte evident în special în apofizele de banatite de la Vărad, unde zeoliții au o mare dezvoltare.

Anhidritul hipogen poate fi considerat ca fiind format în urma acțiunii fizico-chimice reciproce ce a avut loc atît între soluții și rocile înconjurătoare, cît și între componenții înșiși ai soluțiilor (G. B. Langford și E. E. Hancox, 1936). Soluțiile tîrzii magmatice, cu un conținut ridicat de ioni sulfurici, au reacționat cu calciu disponibil din rocile carbonatate aflate în jurul intruziunilor banatitice. În regiunea Moldova Nouă calcarele au mare dezvoltare, iar apofizele de banatite le străbat adesea, astfel încît se poate presupune dizolvarea calciului din aceste roci de către soluții bogate în SO_4^{2-}, care au circulat într-un stadiu tardiv al activității hidrotermale.

Soluțiile sulfatice au reacționat cu masa carbonatică a calcarelor cristaline cu minerale magneziene, calciul necesar formării anhidritului fiind furnizat chiar de aceste roci. Așa se explică faptul că anhidritul constituie actualmente matricea silicaților magnezieni formați în urma metamorfismului termic, pe seama unor foste calcare dolomitice și dolomite calcaroase.

Un caz asemănător de formare a anhidritului hipogen în legătură cu activitatea hidrotermală legată de roci eruptive de tip sienito-dioritic și granodioritic este cunoscut și descris de S. T. Badalov (1955) în zăcămîntul cuprifer de la Almalîk din Asia de mijloc.

În acest zăcămînt, anhidritul hipogen este un mineral principal de gangă al minereurilor cupro-molibdenifere, legate de roci intrusive acide. Mineralizația cupro-molibdeniferă este localizată în rocile eruptive, iar anhidritul formează umplutura filoanelor, precum și impregnații în roca eruptivă. Autorul menționează de asemenea procesul de anhidritizare al rocilor eruptive înseși. Procesele de transformare ale rocilor eruptive, care au avut loc înaintea depunerii anhidritului, în zăcămîntul de la Almalîk sînt reprezentate prin : sericitizare, cloritizare, argilizare și silicifiere. Se remarcă și în acest caz o mare asemănare cu zăcămîntul de la Moldova Nouă, unde am stabilit succesiunea mai multor stadii de transformare hidrotermală a rocilor banatitice, care corespund cu cele stabilite la Almalîk.

În zăcămîntul de la Almalîk, prezența anhidritului nu depășește limitele corpurilor de minereu legate de rocile eruptive. Aici s-a observat că în flancurile zonei mineralizate cantitatea de anhidrit scade, în timp ce în zona centrală a zăcămîntului filoanelor de anhidrit pătrund pînă la

mare adîncime şi apar ca zonă de rădăcină a întregului sistem de dislocări tectonice, care au servit drept căi de acces pentru soluţiile mineralizatoare (S. T. Badalov, 1955).

La Moldova Nouă, după cum reiese din profilele de foraje, anhidritul ocupă o situaţie uşor diferită în raport cu zăcămîntul principal Suvarov, deoarece depăşeşte limitele corpurilor de skarne mineralizate cu sulfuri la contactul cu rocile banatitice.

Depunerea anhidritului urmăreşte contactul vestic al banatitelor pe o direcţie aproximativ nord—sud, direcţie care coincide cu prezenţa calcarelor cristaline magneziene, formate pe seama calcarelor dolomitice şi dolomitelor calcaroase, considerate triasice (Gr. Răileanu, 1963) şi care se afundă către sud.

Prin măsurători geotermometrice asupra anhidritului de la Almalîk s-au determinat temperaturi cuprinse între 240 şi 250°C, care indică caracterul hipogen de formare al acestuia după cuarţ, ale cărui temperaturi se situează între 250 şi 300° C.

G. B. Langford şi E. E. Hancox (1936) au semnalat anhidrit hipogen în filoanele cu aur şi cuarţ din Ontario — Mina Porcupine. Aici anhidritul apare ca filoane şi lentile ce străbat rocile eruptive. La nivelele superioare sulfatul de calciu ia forma selenitului, care umple sistemul de crăpături.

A. C. Boyle (1951) priveşte anhidritul de la Hill District (California) ca derivînd din calcarele prin care au circulat soluţiile magmatice cu ioni de SO_4^{2-}, care au reacţionat cu mineralele de calciu. Acesta ar fi cazul calcarelor cristaline cu minerale de magneziu de la Moldova Nouă.

În zonele superioare, anhidritul este asociat aproape întotdeauna cu gipsul, care substituie parţial sau chiar total anhidritul.

Gipsul provine atît prin hidratarea anhidritului în condiţiile din apropierea suprafeţei (la Moldova Nouă circa 250—300 m), cît şi depus direct din soluţii, pe crăpăturile din banatite şi unele roci de contact, sub formă de cristale tabulare bine dezvoltate, transparente, sau în cristale fibroase cu luciu mătăsos. Uneori, procesul de hidratare a anhidritului este atît de intens, încît locul acestuia este luat în cea mai mare parte de gips.

Studiul microscopic al probelor din zonele cu depuneri masive de anhidrit a pus în evidenţă transformările anhidritului în gips, fiind posibilă observarea relictelor de anhidrit într-o masă de gips lamelar. Înlocuirea anhidritului de către gips se face evident de-a lungul suprafeţelor de clivaj (pl. I, fig. 5).

În urma hidratării apar o serie de crăpături cu orientări diferite, rezultînd o microtectonică caracteristică datorită tensiunilor apărute prin trecerea anhidritului în gips. În lungul acestor crăpături se observă suprafeţe de alunecare, care sînt umplute cu gips alb fibros, ale cărui fibre sînt dispuse perpendicular pe pereţii crăpăturii. Este vorba de varietatea de gips denumită selenit, care s-a depus din soluţiile mai reci (pl. I, fig. 6).

În condiţiile de temperatură mai scăzută, sulfatul de calciu se depune ca gips, care formează umplutura filoanelor de la Capnic, în spaţiile dintre cuarţ, rodocrozit şi rodonit. Aici este considerat ca ultimul mineral de gangă al sulfurilor de fier şi cupru (R. Jude, 1965)[1].

[1] R. Jude (1965), *Observaţiuni geologice şi unele aspecte geochimice ale mineralizaţiei de la Capnic*, comunicare la Simpozionul geologic de la Baia Mare — iulie, 1965.

V. Manilici, D. Giuşcă, şi V. Stiopol (1965) menţionează gipsul în partea superioară a filoanelor cu sulfuri metalice în zăcămîntul de la Baia Sprie.

În concluzie, formarea anhidritului din zăcămîntul de la Moldova Nouă se datoreşte unor soluţii hidrotermale tardive, bogate în ionul SO_4^{2-}, care au reacţionat cu rocile calcaroase străbătute de rocile banatitice, dizolvînd cantitatea de calciu necesară formării sulfatului de calciu, care pe lîngă faptul că substituie unele din rocile banatitice şi de contact, constituie în acelaşi timp unul din ultimele minerale de gangă importante ale mineralizaţiei de sulfuri.

Din profilele de foraje reiese că spaţial anhidritul este prezent în zona vestică a zăcămîntului Suvarov, de-a lungul unei linii orientată aproximativ nord—sud, care coincide cu zona de contact a corpurilor şi apofizelor banatitice.

Caracterul intens metasomatic al anhidritului, atît asupra rocilor banatitice, cît şi asupra calcarelor cristaline magneziene, precum şi relaţiile lui cu celelalte produse de transformare arată că anhidritul este un mineral depus într-un stadiu final al activităţii hidrotermale, care urmează în continuarea fazei metalogenetice de depunere a sulfurilor metalice şi este anterior zeoliţilor cu care se încheie procesele hidrotermale.

Mineralul cel mai timpuriu este cuarţul, după care urmează sulfurile, apoi anhidritul cu gips şi în final zeoliţii.

L'ANHYDRITISATION, STADE DE TRANSFORMATION DANS LE CADRE DE L'ACTIVITÉ HYDROTHERMALE RATTACHÉE AUX ROCHES BANATITIQUES DE LA RÉGION DE MOLDOVA NOUĂ

RÉSUMÉ

L'un des aspects intéressants des processus hydrothermaux générés par les roches banatitiques est représenté par l'anhydritisation qui a affecté les roches éruptives autant que certaines roches de contact de la région de Moldova Nouă. Au cours de la phase laramique toute une série d'apophyses et de corps de banatites ont été mis en place le long d'un alignement orienté approximativement N — S, correspondant à la ligne tectonique d'Oraviţa.

Les roches banatitiques sont représentées, de manière prédominante, par les porphyres quartz-dioritiques à biotite et hornblende qui ont largement métamorphisé au contact les roches encaissantes, générant des auréoles de contact au sein desquelles apparaît une gamme variée de skarns, de calcaires cristallins et de cornéennes. Les roches éruptives, elles aussi, ont subi des transformations endomorphes constituant des endoskarns qui renferment différents silicates de Ca, Fe, Mg, Al.

Les processus pyrométasomatiques qui ont généré les roches endo-et exomorphes sont suivis d'une intense activité pneumatolytique-hydrothermale qui a eu lieu à des températures dont les valeurs ont largement varié. Sous l'influence des solutions hydrothermales à température et

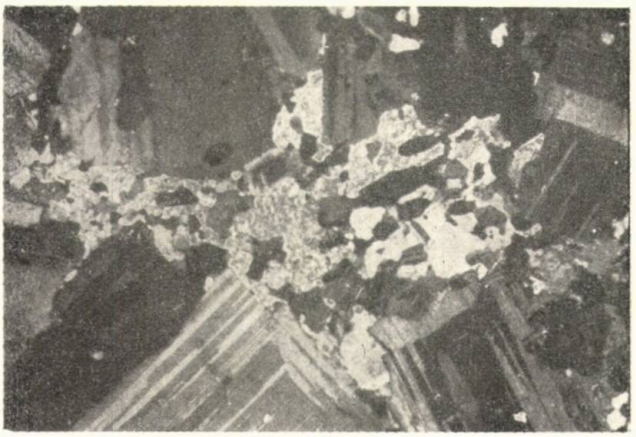


Fig. 1. — Anhidritizarea parțială a pastei unui cuarțdiorit porfiric. Valea Mare; Nic.+; ×70.

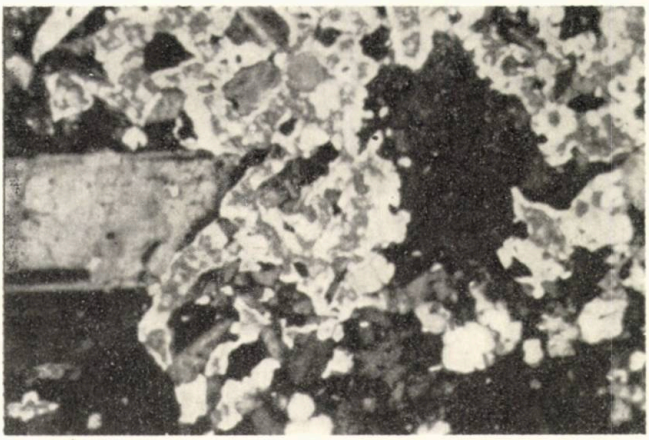


Fig. 2. — Anhidritul înlocuiește parțial pasta și fenocristalele de plagioclaz dintr-un porfir cuarțdioritic. Valea Mare; Nic.+; × 70.

Fig. 3. — Relicte de plagioclaz într-o masă de anhidrit care substituie un porfir cuarțdioritic. Vărad; Nic+; ×70.

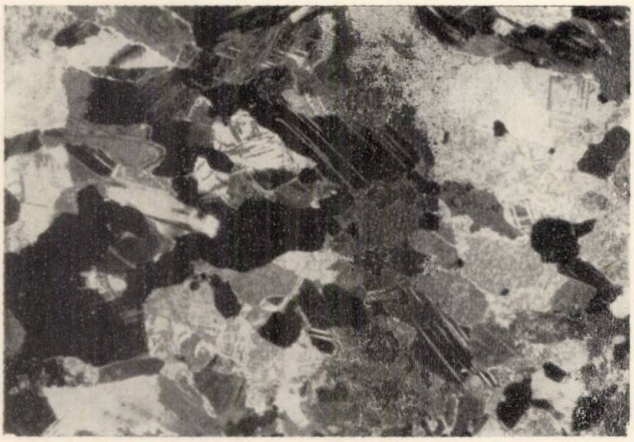


Fig. 4. — Depunere masivă de anhidrit într-o rocă banatitică. Se remarcă clivajul și macle anhidritului. În anhidrit sînt incluse rare cristale de pirită. Valea Mare; Nic.+; × 10.

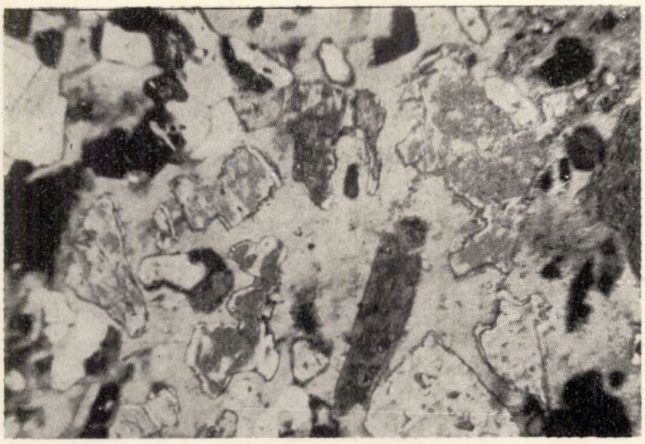


Fig. 5. — Transformarea anhidritului în gips. Vărad; + Nic.; × 10.

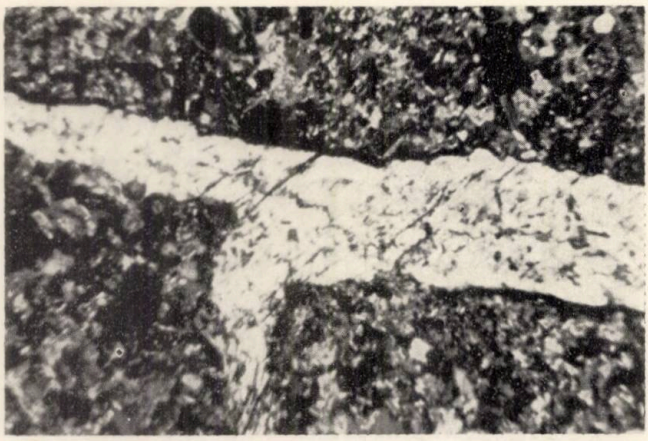


Fig. 6. — Selenit depus pe o fisură în corneene biotitice. Gărina — Vărad; Nic.+; ×10.

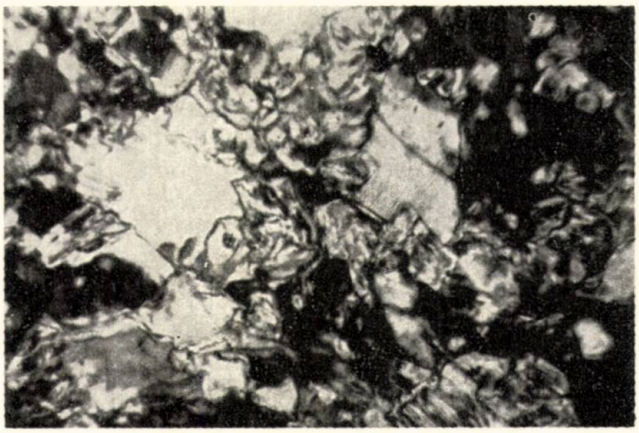


Fig. 1. — Agregate lamelare de flogopit într-o matrice de anhidrit provenit prin substituția calcarului cristalin. Valea Mare ; Nic.+ ; × 10.

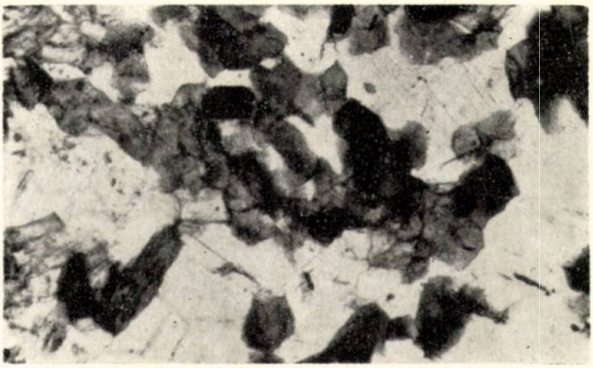


Fig. 2. — Flogopit într-o masă de anhidrit larg cristalizat. Vărad ; Nic.// ; × 10.

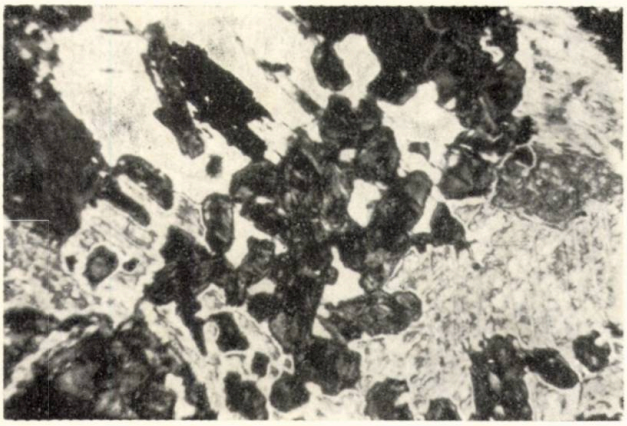


Fig. 3. — Pseudomorfoze de serpentină după olivină, incluse în anhidritul depus ulterior din soluții hidrotemale. Valea Mare ; Nic.+ ; ×10.

Fig. 4. — Cristale fibroase de tremolit în anhidrit. Valea Mare ; Nic.+ ; ×10.

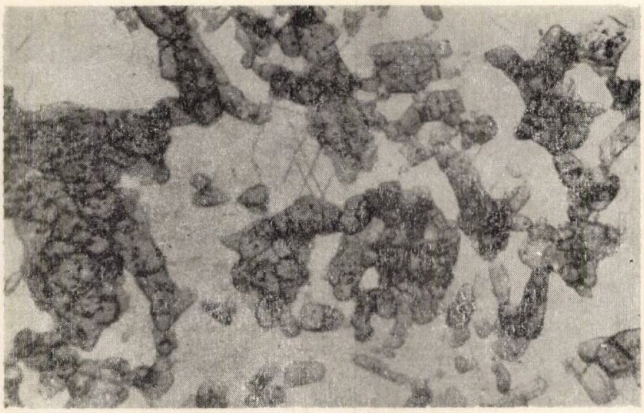


Fig. 5. — Cristale de diopsid a căror matrice de anhidrit provine din substituirea totală a masei carbonatice inițiale. Valea Mare ; Nic.″ ; ×10.

Fig. 6. — Granați și olivină într-o masă de anhidrit. Valea Mare ; Nic.+ ; ×10.

chimisme variables, les roches banatitiques ont subi un polymétamorphisme déroulé au cours de plusieurs stades caractérisés par différentes paragenèses de minéraux. Les transformations hydrothermales subies par les roches banatitiques présentent, au cours d'une première phase, un caractère potassique évident qui conduit à la formation du feldspath potassique (orthose) associé de biotite, muscovite et quartz. Suit un stade d'argilisation pendant lequel se constitue, de manière prédominante, l'illite. Succède un important stade de séricitisation durant lequel se constitue la séricite et le quartz en abondance, la pyrite et les carbonates en moindre mesure.

Après les transformations de caractère potassique suit un stade de silicification durant lequel sont amorcés les processus métallogéniques qui ont généré, en abondance, des sulfures métalliques.

Au cours d'une phase tardive les solutions hydrothermales conduisent à l'apparition de deux stades de transformations dont celui d'anhydritisation est le plus important, suivi de l'accumulation des zéolites qui marque l'achèvement de l'activité hydrothermale rattachée aux banatites.

L'anhydrite déposée aux dépens des solutions hydrothermales avec une teneur élevée en SO_4^{2-} s'est accumulée le long des systèmes de fissures, ainsi que dans les creux des porphyres quartz-dioritiques arrivant parfois à substituer ceux-ci de façon partielle ou totale. On peut suivre différents stades de substitution, des moins évolués aux plus avancés. Au cas d'une métasomatose avancée seuls les reliques de pâte, de phénocristaux de plagioclase, et de mélanocrates suggèrent l'ancienne roche banatitique. L'anhydrite s'associe souvent de quartz ; elle a été générée après le quartz qu'elle substitue franchement.

Là où les banatites sont silicifiées ou contiennent des sulfures métalliques accumulés sous forme d'imprégnations ou le long des fissures, l'anhydrite formée ultérieurement englobe partiellement dans sa masse le quartz de néoformation et les sulfures. Souvent la masse du quartz hydrothermal et des sulfures est traversée par des fissures remplies d'anhydrite, fait qui dénote que celle-ci s'est formée ultérieurement. Le phénomène d'anhydritisation a intensément affecté aussi certaines roches de contact représentées par des calcaires cristallines à silicates de magnésium. Dans ce cas, la plus grande partie de la masse des carbonates (calcite et dolomie) des roches dolomitiques métamorphisées au contact avec les banatites a été substituée par l'anhydrite qui englobe ainsi les silicates de magnésium représentés par la forstérite, le diopside, la trémolite, la périclase, les micas magnésiens, etc., ainsi que les produits de transformation de ceux-ci, spécialement la serpentine, la brucite et en moindre mesure le talc.

Les sulfures métalliques comme la pyrrhotine, la pyrite et la chalcopyrite, qui apparaissent dans ces roches sont inclus, eux aussi, dans l'anhydrite qui, en les corrodant partiellement, constitue un de leurs minéraux de gangue. L'accumulation de l'anhydrite dans les roches banatitiques et dans les roches de contact magnésiennes substituées s'explique souvent par la présence, en abondance, de l'ion SO_4^{2-} dans les solutions hydrothermales tardives qui ont dissous le calcium des calcaires sédimentaires mésozoïques ou ont réagi même en présence de la masse carbonatée des calcaires cristallins à silicates de magnésium.

On doit donc considérer que l'anhydrite est l'un des derniers minéraux de gangue des sulfures, qui a affecté par métasomatose les roches banatitiques et de contact.

BIBLIOGRAFIE

Badalov S. T. (1955), *Noi date cu privire la anhidritul hidrotermal din Asia de Mijloc*, Uzb. A.N. CCCR, *1*.

Boyle A.C. (1915), *Geology and Ore Deposits of the Bully Hill Mining District — California*, Ann. Inst. Min., Met. Eng., *48*.

Korjinski D.S. (1965), *Abriss der metasomatischen Prozesse*, Akad. Verlag, Berlin.

Langford G. B. și Hancox E. E. (1936), *Hypogene anhydrite from Mc. Intyre Mine Porcupine District Ontario*, Ec. geol., **XXXI**.

Manilici V., Giușcă D., Stiopol V. (1965), *Studiul zăcămîntului de la Baia Sprie (reg. Baia Mare)*, Mem. Com. Stat Geol., **VII**.

Răileanu Gr., Năstăseanu S., Boldur C. (1964), *Sedimentarul paleozoic și mezozoic al domeniului getic din partea sud-vestică a Carpaților meridionali*, An. Com. geol., **XXXIV**.

Winchell A. N. (1959), *Element of optical Mineralogy*, partea a II-a, New York.

Primit în redacție
la 6 noiembrie 1968

Institutul geologic
al Comitetului de Stat al Geologiei

CONTRIBUȚII LA FLORA FOSILĂ A LIASICULUI INFERIOR DE LA STEIERDORF-ANINA

DE

H. HUMML

55(05)

Prezenta lucrare este rezultatul cercetărilor asupra celor mai reprezentative resturi fosile ale liasicului inferior productiv de la Anina. O parte din materialul fosil a fost prelucrat încă în perioada 1928—1929, constituind un capitol al tezei noastre de doctorat (H. H u m m l, 1929), iar în anii 1959—1960 și mai recent am continuat cercetările, astfel că prezenta lucrare aduce contribuții inedite sau în parte noi, referitoare la cîteva pteridofite și gimnosperme importante pentru zăcămîntul de la Anina.

Concluzii generale de ordin sistematic, filogenetic sau poleoclimatologic nu însoțesc această lucrare, deoarece formele tratate nu reprezintă decît un mic procent din flora liasicului inferior de la Anina.

O lucrare mai mare, de ansamblu, asupra florei fosile a Banatului este în curs de pregătire; ea va aduce un material bogat, ce va putea servi la fondarea concluziilor amintite.

Localizarea geografică și geologică

Localitatea Anina se situează în centrul muntos al Banatului, la circa 10 km est de Oravița. Administrativ ea aparține județului Caraș — Severin.

Din punct de vedere geologic, Anina se situează în partea centrală a zonei sedimentare paleo-mezozoice Reșița — Moldova Nouă, din Banatul de vest. Anticlinalul Anina este constituit dintr-un nucleu permian (inferior și mediu, în facies conglomeratic de Verrucano), peste care se mulează transgresiv liasicul inferior (în facies de Gresten), liasicul mediu (în facies bituminos-șistuos), liasicul superior (în facies marnos). În continuitate de sedimentare urmează doggerul, malmul și cretacicul, dezvoltate într-un facies predominant calcaros.

Liasicul inferior, din care provin resturile fosile discutate, este constituit dintr-o alternanță monotonă de gresii grosiere pînă la fine și argile cenușii negricioase, cărbunoase. În această serie se situează și stratele de cărbuni (huilă de cocs).

St. și cerc. de geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 14, nr. 2, p. 385—404, București, 1969

Resturile de plante sînt singurele indicii pentru o sinonimizare şi paralelizare a depozitelor purtătoare de cărbuni, deoarece fauna fosilă lipseşte cu desăvîrşire. Din această cauză cunoaşterea lor este extrem de utilă şi importantă pentru practica minieră.

MATONIACEAE

Phlebopteris münsteri (Schenk) Hirmer et Hoerhammer

(pl. I, fig. 1)

1843 *Andriania baruthina* Braun F. W., *Beiträge zur Urgeschichte der Pflanzen*, in Münster, Beiträge zur Petrefaktenkunde, **VI**, p. 1—46 ; pl. IX, fig. 3—12 ; pl. X, fig. 1—3.

1867 *Andriania baruthina* Braun, Schenk, *Die fossile Flora der Grenzschichten des Keupers und Lias Frankens*, Wiesbaden, p. 87 ; pl. XXI, fig. 1—7 ; pl. XXIV, fig. 1.

1914 *Andriania baruthina* Braun, Gothan, *Die unter-liasische („rhätische") Flora der Umgebung von Nürnberg*, Abh. naturhist. Ges. Nürnberg, **XIX**, *4* ; pl. XVIII, fig. 2.

1936 *Phlebopteris münsteri* (Schenk) Hirmer et Hoerhammer, *Morphologie, Systematik und geographische Verbreitung der fossilen und rezenten Matoniaceen*, Paleontogr., Stuttgart, **LXXXI** (B), p. 17 ; pl. 3 şi 4, fig. 1—6 ; pl. V/B, fig. 2 *a* şi 2 *b*.

Andriania baruthina Braun a fost descrisă de K. J. Andrae din flora fosilă a liasicului inferior de la Steierdorf-Anina încă din anul 1855.

După cercetările critice asupra acestor plante, prin revizuirea făcută de H. Humml (1957, p. 66) acestea au fost identificate ca *Laccopteris* sp. (non *Andriania*). Astfel, frunza descrisă mai jos reprezintă în realitate prima plantă de acest gen din flora liasicului inferior de la Steierdorf-Anina.

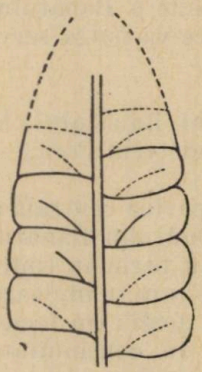


Fig. 1. — *Phlebopteris münsteri* (Schenk) Hirmer et Hoerhammer, foliole din zona apicală cu schema nervaţiunii ; după exemplarul (pl. I, fig. 1) de la Steierdorf-Anina ; ×1,5.

Am atribuit genului *Phlebopteris* o impresiune de frunză sterilă, incompletă, cu următoarele caractere : frunză compusă, dublu penată, cu rahisul principal lung de 19 cm şi lat de 7 mm. Foliolele laterale pornesc de la rahisul principal sub un unghi de aproape 90° şi sînt aşezate altern. Nervurile principale sînt proeminente, nervurile secundare şi terţiare sînt fine. Frunza prezintă o împărţire în numeroase mici cîmpuri proeminente, reliefate, de-a lungul nervaţiunii mediane (fig. 1). Nervurile secundare pornesc mai departe de baza nervurilor mediane într-un unghi mic ; ele nu sînt ramificate şi nu ajung la marginea foliolelor. Această nervaţiune este puţin asemănătoare cu acea arătată de Schenk (1867, pl. XXI, fig. 5), cu nervuri secundare aşezate opus. Nervurile sînt aşezate altern şi sînt astfel foarte bine comparabile cu un exemplar descris şi figurat de W. Gothan (1914, pl. XVIII, fig. 2), din flora liasică de la Nürnberg, ca *Andriania baruthina* Braun.

Cercetările făcute pot fi rezumate după cum urmează :

— materialul studiat are o asemănare morfologică cu formele descrise ca *Adriania baruthina* Braun (synon. : *Phlebopteris münsteriana* Schenk (Hirmer et Hoerhammer) ;

— din punct de vedere sistematic ea se situează între pteridofite, clasa *Filicales*, ordinul *Leptosporangiatae*, familia *Matoniaceae* ;

— resturile fosile sînt cunoscute din întregul mezophytic şi mai ales din depozite jurasice şi cretacice, care după caracterele lor au asemănări cu matoniaceele : *Laccopteris*, *Clathropteris*, *Dictyophyllum*, *Camtopteris* şi altele ;

— proveniența exemplarului descris : liasic inferior, Steierdorf-Anina, puțul Kolowrat, acoperișul stratului 4 sau 5 ;

— locul de păstrare al restului : Institutul paleobotanic al Universității Graz ; în colecția Trustului minier Banat [1] se află partea pozitivă ;

— restul nostru trebuie considerat ca gen şi specie nouă pentru flora fosilă a liasicului inferior de la Steierdorf-Anina.

Hausmannia Dunker

Hausmannia buchii (Andrae) P. B. Richter

(pl. I, fig. 2 ; pl. II, fig. 3)

1855 *Protorhipis buchii* Andrae, *Beiträge zur Kenntnis der fossilen Flora Siebenbürgens und des Banates*, Jb. k. k. geol. A. A., Viena, **VI**, p. 35, pl. VIII, fig. 1.

1908 *Hausmannia buchii* Krasser, *Kritische Bemerkungen und Übersicht über die bisher zu Tage geförderte fossile Flora des unteren Lias der österreichischen Voralpen*, Wiesner-Festschrift, Viena, p. 446.

1922 *Hausmannia buchii* Krasser, *Zur Kenntnis einiger fosiler Floren des unteren Lias der Sukzessionsstaaten von Österreich-Ungarn*, Jb. Akad. Wiss. math. — naturw. Kl. (I), **CXXX**, p. 349.

Această specie este cunoscută de la Anina încă din 1855 şi a fost descrisă şi figurată de K. J. Andrae (1855, p. 35) sub denumirea *Protorhipis buchii*.

Pentru studiul de față am avut la dispoziție două eşantioane reprezentînd trei exemplare de frunze rupte şi incomplete. Două exemplare (pl. II, fig. 3) prezintă deosebiri în ceea ce priveşte habitusul general față de a treia frunză, mai mare (pl. I, fig. 2), la care nervurile divizate repetat, dicotom, sînt mai bine dezvoltate. Descrierea dată de K. J. Andrae arată o identitate cu toate trei resturile găsite de noi.

Frunzele noastre au forma lat-obovată. Exemplarele mai mici sînt late de circa 10—15 cm, iar exemplarul mai mare are o lățime de peste 20 cm. Lungimea frunzelor, după conturul lor, permite presupunerea că întrece cu ceva lățimea. Nervurile principale sînt repetat dicotomice şi formează o rețea fină, cu structură anastomozată. La al doilea exemplar

1 Trustul miner Banat — T. M. B.

din acelaşi eşantion este foarte bine vizibilă forma cuneiformă a peţiolului, ce aparţine unui singur limb foliar mare, nedivizat.

După M. Hirmer (1927, p. 656), la specia *Hausmannia buchii* limbul foliar este nedivizat, iar marginea sa este dinţată. În aceşti dinţi se termină ramificaţiile nervurilor principale dicotome, lucru care se poate observa şi la exemplarul nostru (pl. II, fig. 3 stînga); se recunoaşte precis convergenţa tuturor nervurilor spre baza frunzei, în peţiol.

Cercetările pot fi rezumate după cum urmează :

— după revizuirea restului descris de K. J. Andrae sub denumirea *Protorhipis buchii*, acesta poate fi socotit ca făcînd parte din genul *Hausmannia* Dunker;

— resturile noastre (pl. I, fig. 2; pl. II, fig. 3) aparţin speciei *Hausmannia buchii* (Andrae);

— poziţia sistematică a speciei este între *Filicales*, *Leptosporangiatae*, familia *Dipteridaceae*;

— exemplarele noastre au fost găsite în stratele liasicului inferior de la Steierdorf-Anina, în culcuşul stratului 4 sau 5; ele au fost găsite împreună cu fragmente de *Todites* aff. *rösserti* Presl; resturile descrise sînt păstrate în colecţia Trustului minier Banat;

— *Hausmannia buchii* (Andrae) este o specie revizuită, regăsită în flora liasicului inferior de la Steierdorf-Anina.

Dictyophyllum Lindley et Hutton

Dictyophyllum acutilobum Braun

1847 *Diplodictyon acutilobum* Braun, *Flora oder allgem. botanische Zeitung*, p. 83.

1864 *Dictyophyllum obtusilobum* Schenk, *Beiträge zur Flora des Keupers der rhätischen Formation*, Ber. naturf. Ges. Bamberg, p. 91, **VII**, (non Fossile Flora der Grenzschichten 1867, p. 75).

1867 *Dictyophyllum acutilobum* Schenk, *Die fossile Flora der Grenzschichten des Keupers und Lias Frankens*, p. 77; pl. XIX, fig. 2—5; pl. XX, fig. 1; Wiesbaden (non NATHORST, Flora vid Bjuf, 1878, *I*, p. 38; pl. XI, fig. 1; Höganäs, 1878; p. 14, äldre floran, pl. I, fig. 8).

Un fragment de frunză, ce are multe asemănări cu exemplarele noastre, a fost figurat de K. J. Andrae (1855, pl. X, fig. 3) şi determinat de el drept *Camtopteris nilssoni* Sternberg, însă fără o descriere mai amănunţită.

Dacă examinăm lista formelor descrise ca *Dictyophyllum* şi le comparăm cu impresiunea noastră (fig. 2 şi 3), nu găsim deosebiri esenţiale între ele. Resturile de *Dictyophyllum* mai complete de la Steierdorf-Anina sînt frunze simple, mari, ce apar la bază cu un buchet, formînd cîteva segmente lungi, cu frunze penat-fidate. Aceste caractere neobservabile la exemplarul lui K. J. Andrae (1855, pl. X, fig. 3) au putut fi observate în schimb de noi la cîteva exemplare de la Steierdorf-Anina (fig. 3).

Ocupîndu-ne şi de exemplarul lui K. J. Andrae, am constatat că la acesta segmentele frunzei sînt mai lungi şi mai înguste faţă de *Dictyophyllum acutilobum* Braun şi se aseamănă foarte bine cu *D. nilssoni* Brongniart, figurat de A. G. Nathorst (1906, pl. III, fig. 4), dar şi mai mult cu exemplarele descrise de Schenk (1867, p. 80, pl. XIX, fig. 6

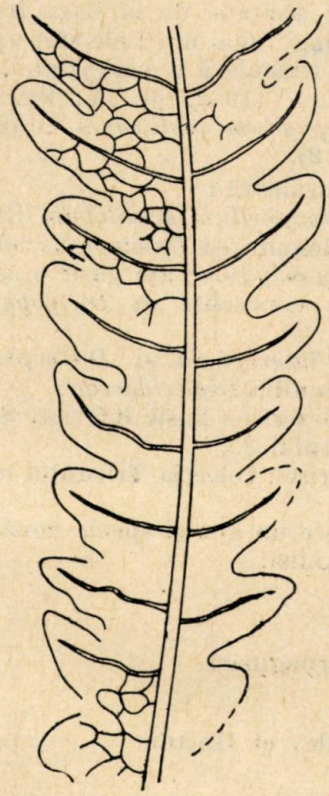


Fig. 2. — *Dictyophyllum acutilobum* Braun, schema nervaţiunii, după un exemplar păstrat în colecţia T.M.B. — Anina; puţul Kübeck, acoperişul stratului 3; × 1.

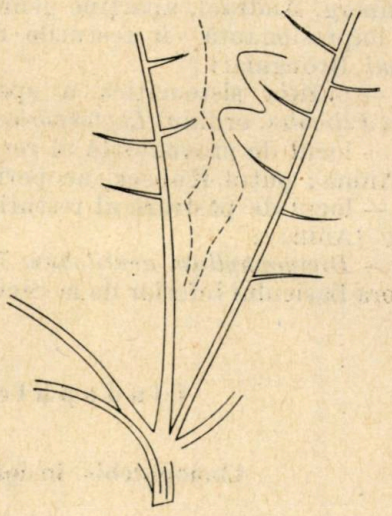


Fig. 3. — *Dictyophyllum acutilobum* Braun, inserţia foliolelor la peţiol; după un exemplar păstrat în colecţia T.M.B. — Anina; puţul Kübeck, acoperişul stratului 3; ×1.

şi 7) ca *D. nilssoni* Goeppert. Ambele sînt după A. G. Nathorst (1906, p. 5) specii identice. Astfel, restul lui K. J. Andrae, descris drept *Camtopteris nilssoni* (Sternberg), aparţine genului *Dictyophyllum* şi este sinonim cu *D. nilssoni* Brongniart.

Exemplarul nostru nu este bine păstrat. El reprezintă partea superioară a frunzei, la care s-a păstrat parţial cuticula, ceea ce a permis studierea nervaţiunii reticulate a frunzei, respectiv a anastomozelor dintre nervurile terţiare. Totodată se pot observa şi cîteva segmente ale limbului foliar şi aşezarea foliolelor la peţiol (fig. 3).

La exemplarele noastre am putut scoate în evidenţă următoarele caractere mai pregnante : frunze simple, palmate, formate din cîteva segmente prin diviziunea limbului, racordate la baza lor cu peţiolul frunzei. Aceste diviziuni ale limbului se desfac radiar dintr-un singur punct al peţiolului, care înglobează nervurile primare ale frunzei, marcante, ce se desfac curbat înspre vîrful frunzei ; nervurile principale sînt accentuate, puţin rigide. Nervurile secundare pornesc aproape de la baza frunzei, într-un unghi drept, iar către vîrf sub un unghi mai mic ; ele sînt aşezate altern sau subopus ; ele formează reţeaua reticulară a nervaţiunii.

Frunza descrisă de N. Johansson (1922, pl. IV. fig. 11 şi 12), din rheticul de la Schonen ca *Dictyophyllum acutilobum* Braun, se aseamănă foarte bine cu restul nostru (fig. 2).

Cercetările pot fi rezumate după cum urmează :

— restul nostru aparţine speciei *Dictyophyllum acutilobum* Braun ; restul lui K. J. Andrae, descris sub denumirea *Camtopteris nilssoni* (Sternberg, Andrae), aparţine genului *Dictyophyllum* ; am găsit o asemănare impresionantă cu resturile de fosile cunoscute ca *Dictyophyllum nilssoni* Brongniart ;

— poziţia sistematică a speciilor *Clathropteris* şi *Dictyophyllum* este la *Filicales*, ordinul *Leptosporangiatae*, familia *Dipteridaceae* ;

— locul de proveniență al resturilor descrise : liasic inferior, Steierdorf-Anina ; puţul Kübeck, acoperişul stratului 3. ;

— locul de păstrare al resturilor descrise : colecţia Trustului minier Banat (Anina) ;

— *Dictyophyllum acutilobum* Braun este un gen şi specie nouă pentru flora liasicului inferior de la Steierdorf-Anina.

Cladophlebis Brongniart

Cladophlebis insignis Lindley et Hutton

(pl. II, fig. 4)

1833 *Pecopteris insignis* Lindlei et Hutton, *The Fossil Flora of Great Britain*, Londra, II pl. CVI.

1894 *Cladophlebis insignis* Raciborski, *Flora Kopalna ogniotre — valychglinek Krakowskich I. Archeogoniatae* (Pamientn. mat. — prsyr. Ak. Umiej., Cracovia, XVIII), pl. XXII, fig. 9 şi 10.

Am cercetat următoarele fragmente de frunze de la Steierdorf-Anina : restul din planşa II, figura 4 (în colecţia Institutului paleobotanic al Universităţii Graz), care reprezintă un fragment al unei frunze mai mari (în col. T.M.B. — Anina), trei exemplare din colecţia din Muzeul Banatului (nr. 604, 1647 şi 1648) (H. Humml, 1963) şi alte două exemplare din colecţia Facultăţii de ştiinţe naturale şi geografie, Cluj, determinate provizoriu în anul 1943. Toate aparţin genului *Cladophlebis*.

Restul nostru (pl. II, fig. 4) este comparabil atît cu desenul original dat de Williamson din Bazinul Grishorpe (Lindley et Hut-

t o n, 1833—1834, pl. CVI) drept *Pecopteris insignis*, cît şi cu descrierea şi figurarea resturilor din argilele refractare din Cracovia (Polonia), date de M. R a c i b o r s k i (1894, pl. XXII, fig. 9 şi 10) şi determinate drept *Cladophlebis insignis*.

La exemplarul din colecţia T.M.B. — Anina s-a conservat numai o parte din rahisul principal, lung de 18 mm şi lat de 6 mm, traversînd un rahis secundar. La acestea am putut observa o brăzdare puţin adîncită, neregulată, longitudinală, caracteristică pentru specia *Cladophlebis insignis* Lindley et Hutton.

La aceste resturi, totalitatea foliolelor asociate în pene formează frunze penat-compuse sau dublu penate. Foliolele au marginea întreagă, sînt unite la bază şi sînt prinse de rahis cu toată lăţimea acestora. În medie, ele sînt lungi de 45 mm şi late de 6 mm, iar către vîrf sînt obtuze sau puţin ascuţite. La exemplarul nostru (pl. II, fig. 4), rahisul secundar este lat de peste 2 mm, puţin brăzdat longitudinal şi rigid. Foliolele sînt aşezate în mod altern, subopus sau opus şi au formă lanceolată. Ele pornesc din partea bazală într-un unghi aproape drept, iar către vîrf sub un unghi mai mic. Nervura principală porneşte direct din rahis; nervurile secundare, numeroase şi dese, pornesc la fel, direct sau aproape direct, din nervurile principale şi se desfac în mod regulat în două ramuri egale (fig. 4). Toate nervurile ating marginea foliolelor.

Frunzele descrise de L i n d l e y et H u t t o n (1833, pl. CVI) sînt ceva mai mari şi mai alungite; această remarcă a făcut-o şi M. R a c i b o r s k i (1894), comparînd frunzele de la Grojec cu cele din Anglia.

Am observat că frunza noastră, pe lîngă asemănările cu cele de la Grojec, are şi unele deosebiri. Astfel, la exemplarele de la Grojec rahisurile secundare poartă foliole inserate mai puţin des decît la exemplarele de la Anina. O altă deosebire constă în aceea că la exemplarele de la Grojec foliolele sînt mai mult sau mai puţin distanţate şi se inserează pe rahis cu o bază uşor îngustată. Se constata deci o variaţie destul de mare a frunzelor de *Cladophlebis insignis*, variaţie care însă nu poate duce la crearea unor noi specii, înainte de stabilirea registrului de variabilitate la un material mult mai bogat.

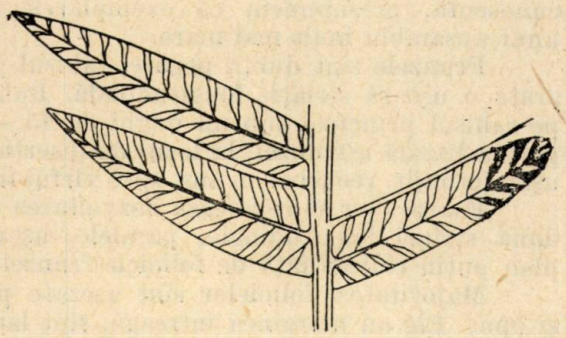


Fig. 4. — *Cladophlebis insignis* Lindley et Hutton, schema nervaţiunii; după exemplarul (pl. II, fig. 4) de la Steierdorf-Anina; ×1.

Cercetările pot fi rezumate după cum urmează:

— exemplarul figurat de la Steierdorf-Anina arată o înrudire sigură cu exemplarele cunoscute sub numele de *Cladophlebis insignis* Lindley et Hutton din jurasicul din Anglia, dar şi cu acelea din jurasicul de la Grojec (Polonia), descrise de M. R a c i b o r s k i;

— poziţia lor sistematică este între *Pteridophyta*, clasa *Filicales*, ordinul *Leptoporangiatae*, familia *Osmundaceae*;

— locul de găsire a exemplarului figurat, inclusiv a exemplarelor din colecţiile de la Muzeul Banatului şi Facultatea de ştiinţe naturale şi geografie, Cluj : Steierdorf-Anina, liasic inferior, puţul Kolowrat, orizontul IV, acoperişul stratului 5 ;

— locul de păstrare a restului descris (pl. II, fig. 4) : Institutul paleobotanic al Universităţii Graz (Austria) ;

— *Cladophlebis insignis* Lindley et Hutton este o specie nouă pentru ţara noastră.

Cladophlebis whytbiensis Brongniart

(pl. III, fig. 5 şi 6)

1828 *Pecopteris whytbiensis*, Brongniard, *Prodrome d'une histoire des végétaux fossiles*, Paris, p. 321, pl. CIX, fig. 2, 3 şi 4.

1855 *Alethopteris whytbiensis* Goeppert ; K. J. Andrae, *Die Lias-Flora von Steierdorf im Banate*, Abh. k.k. geol. R.A., Viena, p. 32.

1894 *Cladophlebis whytbiensis* Raciborski, *Flora Kopala ogniotrevalych glinek Krakowskich I. Archeogoniatae* (Pamientn. mat. — prsyr. AK. Umiej. Cracovia, XVIII), pl. XXI, fig. 8—10.

Specia a fost descrisă prima dată de K. J. Andrae (1855, p. 32), de la Steierdorf-Anina, sub numele de *Alethopteris whytbiensis*.

Din această specie am studiat cinci exemplare sterile, incomplete. Două sînt în colecţia Institutului paleobotanic al Universităţii Graz (Austria), iar alte trei în colecţia de la Muzeul Banatului. Exemplarele mai mari de la Graz (pl. III, fig. 5 şi 6) formează obiectul prezentului studiu. Cu toate că dimensiunea şi înfăţişarea frunzei întregi nu este cunoscută, presupunem că exemplarele reprezintă părţi centrale ale unui ansamblu mult mai mare.

Frunzele sînt dublu penate, rahisul principal este bine dezvoltat şi arată o uşoară striaţie longitudinală. Rahisurile secundare sînt inserate pe rahisul principal sub un unghi de 45 — 75° şi puţin recurbate înspre partea bazală a frunzei, la locul de inserţie ; la partea apicală se termină uşor rotunjit, recurbat în sus, spre vîrful frunzei.

Foarte clar se reliefează dezvoltarea rahisului secundar. El prezintă două striuri longitudinale, paralele, aşezate marginal, situate într-un plan puţin ridicat faţă de foliolele frunzei.

Majoritatea foliolelor sînt aşezate pe rahis în mod altern,uneori şi opus. Ele au marginea întreagă, sînt lanceolat — asimetrice, mai mult sau mai puţin curbate către vîrful segmentului şi prinse de rahis cu toată baza lor ; în general sînt nedistanţate. Foliolele bazale pornesc într-un unghi aproape drept ; cele periferice sînt puţin distanţate şi pornesc în unghi ascuţit. Ele au o formă aproape triunghiulară, fiind puţin ascuţite şi curbate către vîrful segmentului (fig. 5 a şi b).

Nervaţiunea foliolelor este dublu penată şi dicotomă. Nervura mediană este ramificată la vîrf, unde prezintă cîteva nervuri simple. Ea este bine dezvoltată, la bază fiind puţin curbată în jos, iar către vîrf recurbată uşor în sus. Nervurile secundare, în număr de 6—8, sînt numai

rareori conservate în întregime. În general, se ramifică de două ori dicotomic. Fiecare ramură se desface din nou în două ramificaţii, formînd în total patru nervuri fine, egale, aproape paralele, care se îndreaptă curbate către marginea foliolei (fig. 6).

Caracterele comune ale frunzelor noastre cu cele descrise de Brongniart constă în dezvoltarea diferită a lungimii foliolelor (fig. 5 a şi b); cele

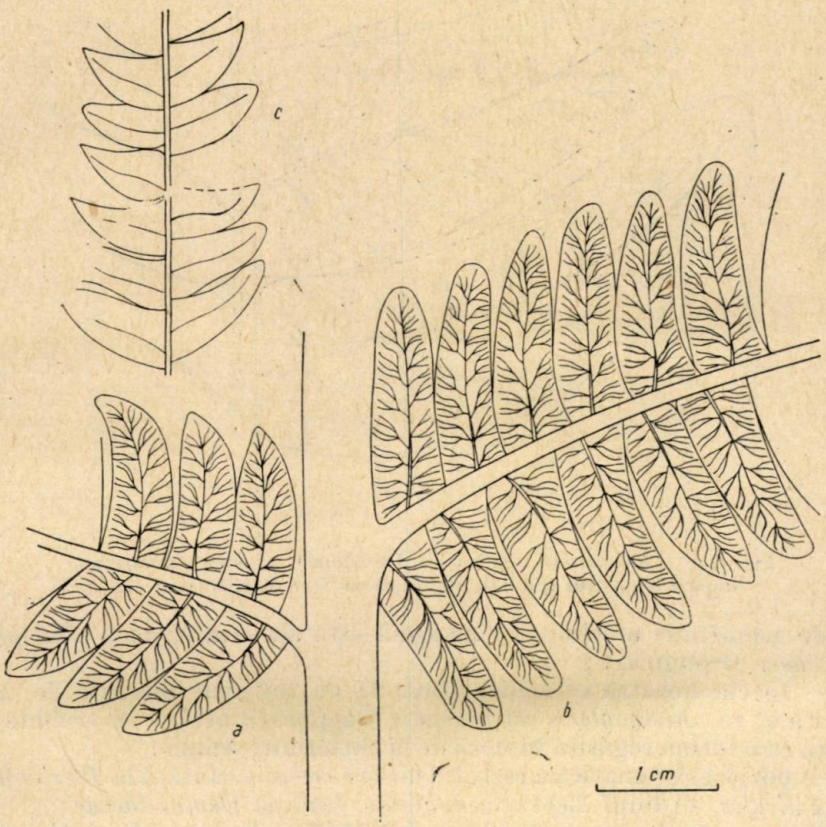


Fig. 5. — *Cladophlebis whytbiensis* Brongniart, $a-b$ = partea bazală a frunzei cu foliole de diferite dimensiuni; c = partea apicală a frunzei; după exemplare (pl. III, fig. 5 şi 6) de la Steierdorf-Anina; $\times 2$.

terminale au tendinţa de a se dezvolta într-o formă triunghiular-ascuţită (fig. 5 c). O altă caracteristică comună e forma şi aşezarea segmentelor laterale la rahisul central.

Pe lîngă caracterele comune dintre *Pecopteris whytbiensis* Brongniart şi resturile noastre, găsim şi deosebiri. Astfel, la resturile lui Brongniart, nervurile mediane ale frunzuliţelor sînt mai puţin rigide decît ale noastre, iar primele nervuri secundare se desfac mai departe de nervura mediană. La exemplarele noastre foliolele frunzei sînt mai obtuze.

Cu toate deosebirile arătate, putem asemăna frunzele noastre cu exemplarele lui Brongniart. Aceasta cu atît mai mult cu cît diferiţi autori admit o variabilitate însemnată la această specie.

Cercetările noastre pot fi rezumate după cum urmează :

— frunzele noastre, fără fructificații, le-am atribuit pe baza caracterelor morfologice genului *Cladophlebis* Brongniart ; în cadrul acestuia,

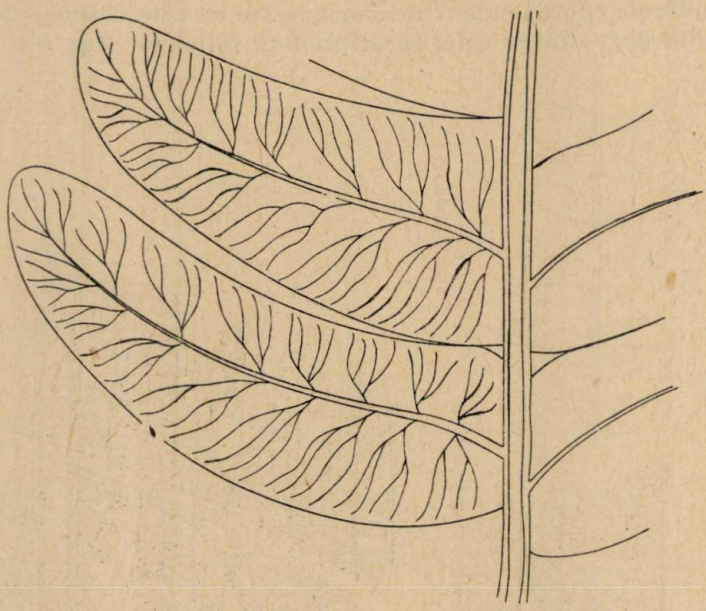


Fig. 6. — *Cladophlebis whytbiensis* Brongniart, schema nervațiunii ; după exemplarul (pl. III, fig. 5) de la Steierdorf-Anina ; ×4.

sfera de asemănări morfologice maximă este aceea a speciei *Cladophlebis whytbiensis* Brongniart ;

— specia noastră este identificabilă cu resturile descrise de K. J. Andrae ca *Alethopteris whytbiensis* Goeppert ; astfel, ea trebuie considerată ca o formă regăsită în flora de la Steierdorf-Anina ;

— poziția sistematică a restului nostru trebuie căutată la *Pteridophita*, clasa *Filicales*, ordinul *Leptosporangiatae*, familia *Osmundaceae* ;

— proveniența exemplarelor (pl. III, fig. 5 și 6) : liasicul inferior de la Steierdorf-Anina, puțul central (I), orizontul IV, stratul 3 ; ele sînt păstrate în colecția Institutului paleobotanic al Universității Graz. Altele sînt în colecțiile Muzeului Banatului și T.M.B. — Anina.

Todites Seward

Todites aff. rösserti (Presl)

(pl. IV, fig. 7)

1867 *Asplenites rösserti* Presl. ; Schenk, *Die fossile Flora der Grenzschichten des Keupers und Lias Frankens*, Wiesbaden, p. 49, pl. VII, fig. (6?), 7 și 7 a.

1902 *Cladophlebis* (*Todea*) *rösserti* R. Zeiller, *Flora fossile des gîtes de Charbon du Tonkin*, Etudes gîtes minéraux France, Paris, p. 38, pl. II, fig. 1—7; pl. III, fig. 1—4.

1929 *Todites rösserti* Presl, H. Hummel, *Die fossile Flora Rumäniens I. Teil, nebst Beiträgen zu dieser und zur Kenntnis rezenter Hölzer von Typus Cupressinoxylon, Taxodioxylon und Glyptostroboxylon*, (Dissertation, manuscris păstrat la Univ. Graz, p. 80, fig. 2; pl. II, fig. 1).

O impresiune fragmentară de frunză pe care am atribuit-o genului *Todites* are următoarele caractere : frunză bine conservată, sterilă, dublu penată. Foliolele asociate, lanceolat-asimetrice, sînt prinse de rahis cu toată baza lor și numai puțin distanțate; către bază sînt dispuse opus, iar la frunzele mai tinere către vîrful frunzei în mod altern.

Nervațiunea foliolelor este penată; nervura mediană accentuată și puternic reliefată ajunge pînă în vîrf, iar nervura secundară pornește într-un unghi mic și se ramifică bifid, atingînd marginea foliolei (fig. 7 a). Rahisul central poartă ramificații laterale, dispuse opus, cu lungimi de 10—15 cm; ele sînt accentuate, puternic reliefate și curbate înspre vîrful frunzei (fig. 7 b). Cu toate că la exemplarul nostru nu s-au putut observa sporangii, înrudirea cu resturile descrise ca *Todites rösserti* Presl de Schenk (1867) este sigură, fiind demonstrată prin forma și nervațiunea părților sterile.

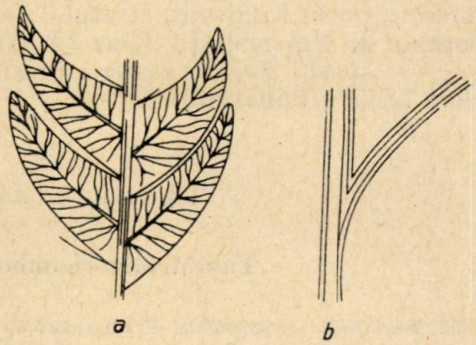


Fig. 7. — *Todites* aff. *rösserti* Presl, a = nervațiunea foliolelor; b = ramificația axului principal; după exemplarul (pl. V, fig. 7) de la Steierdorf-Anina; ×1.5.

După Schenk (1867, p. 50), la *Todites rösserti* segmentele primare ale frunzelor sînt așezate altern numai în partea de mijloc și către vîrful frunzei; după el, exemplarul nostru, cu ramificații laterale dispuse opus, ar reprezenta un fragment mai mult bazal. Al. Semaka (1958) a semnalat resturi aparținînd grupului înrudit *Cladophlebis* din stratele liasice de la Steierdorf-Anina, arătînd că ele nu sînt rare în această regiune.

Resturi de *Osmundaceae*, lipsite de fructificații, sînt cunoscute sub denumirea de *Cladophlebis* din multe localități unde apar depozite jurasice-cretacice. Foarte justă însă este observația lui L. Davitașvili (1956, p. 638), după care „denumirea *Cladophlebis* se dă de asemenea și altor plante mezozoice, la care frunzișul este asemănător cu cel descris. Această denumire se referă la tipul morfologic al frunzei și nu poate fi admisă în sistematica naturală, adică filogenetică a ferigilor". La *Osmundaceae* aparțin și frunze fosile ce intră în același cerc de afinități, la care s-au păstrat însă sporangiile, descrise sub numele de *Todites* comparat de Zeiler (1902) cu forma actuală *Todea barbara*, din regiunea australo-africană. W. Gothan (1914, p. 9) le-a încadrat, pe baza unor diferențe față de *Todea barbara*, cu unele rezerve, la genul fosil *Todites* Seward.

M. Hirmer (1927, p. 612) atribuie genului *Todites* Seward resturile de frunze fosile care au asemănări morfologice cu *Todea barbara* şi compară caracterul sporangiilor cu cele cunoscute de la *Osmundaceae*.

Cercetările pot fi rezumate după cum urmează :

— frunza noastră fiind incompletă şi lipsită de aparatul sporifer, posibilităţile de determinare s-au limitat şi s-au bazat pe date morfologice ; putem însă afirma că identitatea cu resturile descrise de Schenk (1867) ca *Todites rösserti* (Presl), din keuper şi liasicul Franconiei, este foarte probabilă ;

— poziţia sistematică este la *Pteridophita*, familia *Osmundaceae* ;

— resturi fosile sigure de *Osmundaceae* sînt cunoscute începînd din jurasic ; exemplarul nostru provine de la Steierdorf-Anina din liasicul inferior, puţul Kolowrat, stratul 3 ; restul este păstrat la Institutul paleobotanic al Universităţii Graz (Austria) ;

— specia *Todites rösserti* Presl nu a fost semnalată pînă acum în flora fosilă a Banatului.

Thinnfeldia Ettingshausen

Thinnfeldia rhomboidalis Ettingshausen

1852 *Thinnfeldia rhomboidalis* Ettingshausen, *Uber die fossilen Pflanzen von Steierdorf im Banat*, Jb. k.k. geol. R.A. Viena, **III**/*1*, p. 194, pl. I, fig. 4—7.

1855 *Pachypteris thinnfeldia* Andrae, *Beiträge zur Kenntnis der fossilen Flora Siebenbürgens und des Banates*, Jb. k.k. geol. R.A. Viena, **VI** ; p. 43, pl. XI, fig. 1 ; pl. XII, fig. 7—9.

1855 *Pachypteris speciosa* Andrae, idem, p. 43 (fără figură).

1867 *Thinnfeldia rhomboidalis* Ettingshausen, *Fossile Flora der Grenzschichten des Keupers und des Lias Frankens*, Wiesbaden, p. 116, pl. XXVII, fig. 1—5, 7.

1912 *Thinnfeldia rhomboidales* Ettingshausen ; Gothan, *Über die Gattung Thinnfeldia* Ettingshausen, Abh. Naturw. Ges. Nürnberg, **XIX**/*3* ; p. 67—80, pl. XIII—XVI.

1914 *Thinnfeldia rhomboidalis* Ettingshausen ; Gothan, *Die unter-liasische (rhätische) Flora der Umgebung von Nürnberg.— Nachtrag zur Arbeit über Thinnfeldia Ettingshausen*, Abh. Naturw. Ges. Nürenberg, **XIX**/*4*.

A da o privire de ansamblu asupra numeroaselor forme ce se grupează în jurul morfospeciei *Thinnfeldia rhomboidalis* Ettingshausen, cît şi delimitarea raporturilor cu alte specii apropiate nu este posibilă în cadrul prezentei note.

Asupra amănuntelor referitoare la diferenţele faţă de speciile înrudite este de remarcat faptul că W. Gothan (1914, p. 31), în afară de formele scurte sau obtuze de la Steierdorf-Anina, figurate de Ettingshausen şi Andrae mai aminteşte şi de unele frunze înguste, cu zona apicală ascuţită. W. Gothan (1914) crede că prin multitudinea acestor forme noţiunea specifică creşte mult în conţinut faţă de sfera pe care o cuprinde prin delimitarea făcută în Franconia ; toate aceste deosebiri reprezintă însă numai variaţii ale aceleiaşi specii.

Un rest foliar bipinat de *Thinnfeldia*, provenind de la Steierdorf-Anina, se găseşte în colecţia „École superieure des mines" — Paris ; el

se caracterizează prin foliole relativ înguste. W. Gothan (1912, p. 33), amintește din această colecție și un rest cu afinități spre *Thinnfeldia decurrens*, provenind tot de la Steierdorf-Anina.

Resturile descrise de K. J. Andrae (1855, p. 43), de la Steierdorf-Anina, sub denumirea de *Pachypteris thinnfeldia* și *P. speciosa*, aparțin genului *Thinnfeldia* Ettingshausen. Prima pare a fi identică cu *Th. rhomboidalis* Ettingshausen (1852, pl. I, f. 3, 4), pentru cealaltă K. J. Andrae repetă cuvînt cu cuvînt diagnoza dată de Ettingshausen pentru *Thinnfeldia speciosa*. La fel și W. Gothan (1914, p. 30) considera că *Pachypteris thinnfeldia* este identic cu *Thinnfeldia rhomboidalis* Ettingshausen.

Ettingshausen a trecut *Thinnfeldia* la conifere, dar i-a recunoscut și afinitățile cu cicadalele, cît și îndepărtată asemănare cu *Pachypteris lanceolata* Brongniart. Deosebirea față de aceasta din urmă a caracterizat-o foarte pregnant : nervuri mediane puternic pronunțate, cît și lipsa nervurilor secundare la *Pachypteris laceolata* Brongniart (diagnoza lui Brongniart, cît și figurile (1828, p. 167, pl. XLV, fig. 1 și 2) sînt eliminatorii.

Aceste diferențieri le-a recunoscut și K. J. Andrae (1855), putînd observa nervuri secundare. Cu toate acestea, el descrie frunzele astfel caracterizate ca *Pachypteris thinnfeldia*. Acest lucru se întîmplă după ce Ettingshausen a creat mai de demult speciile *Thinnfeldia rhomboidalis* și *Th. speciosa*. Această confuzie se datorează probabil numai necunoașterii materialelor publicate de Ettingshausen.

În concluzie rezultă următoarele :

— cele două specii descrise de K. J. Andrae de la Steierdorf-Anina trebuie atribuite genului *Thinnfeldia* Ettingshausen ; cea descrisă drept *Pachypteris thinnfeldia* reprezintă în realitate o *Th. rhomboidalis*, cu frunze scurte ; cea descrisă drept *Pachypteris speciosa* reprezintă de fapt o *Thinnfeldia speciosa* ;

— în clasificările moderne tinnfeldiile fac parte din *Gymnospermae*, ordinul *Pteridospermophyta*, familia *Medulloseae*.

Thinnfeldia Ettingshausen

Thinnfeldia banatica nov. sp. Humml

(pl. V, fig. 8—10 ; pl. VI, fig. 11—14)

Exemplarele figurate, prezintă pe lîngă unele asemănări cu speciile cunoscute de la Steierdorf-Anina și deosebiri atît de însemnate, încît o încadrare a lor la grupul *Thinnfeldia rhomboidalis* Ettingshausen sau la alte specii de *Thinnfeldia* nu s-a făcut, ea fiind imposibilă. Comparații cu resturile de *Thinnfeldia*, descrise din alte localități ale Europei, sînt numai parțiale și incomplete, din cauza lipsei unei documentații suficiente.

Principalul caracter morfologic al frunzelor noastre constă dintr-o mare variabilitate a aspectului frunzei și foliolelor. Pe lîngă forme care prezintă un habitus pronunțat ramificat, apar și foliole adaxiale, cu bază

îngustată sau lăţită. Un alt caracter specific este marea variabilitate a porţiunilor apicale a frunzelor.

Multitudinea formelor ne pune în imposibilitate de a indica un holotip în sensul uzual al cuvîntului. Am denumit această nouă combinaţie ca *Thinnfeldia banatica* nov. sp., morfospecie colectivă, cu caractere mult variabile, ce conţine ca noţiune o sferă mare, incluzînd posibil şi varietăţi greu delimitabile pentru moment. Numai un material mult mai bogat ar putea indica precis delimitarea formelor.

Caracteristicile noului grup:

Frunze bipenate, foliole fără peţiol individualizat, sterile, alungite către bază, cu marginea întreagă, neregulată, cu habitus adesea mai mult sau mai puţin auriculat. Sinuozităţile auriculate neomogene, cu marginea integră. Nervaţiunea principală, puţin pronunţată, este aranjată în evantai. Nervaţiune secundară nu a putut fi observată. Foliolele, în general mai lungi decît late, au bază îngustată. Inserţia se face altern. Aspectul exterior este cerat. Rahisul este ramiform, curbat, cu aspect xiloid. Adesea foliolele intermediare au habitus nedefinit variabil.

În concluzie rezultă următoarele:

— exemplarele de *Thinnfeldia banatica* nov. sp. au deosebiri însemnate faţa de *Thinnfeldia rhomboidalis* Ettingshausen şi faţă de alte specii de *Thinnfeldia* descrise; principalul caracter morfologic constă într-o mare variabilitate a aspectului frunzei şi foliolelor, cu un habitus pronunţat ramificat, şi marea variabilitate a porţiunilor apicale ale frunzelor, care ne-a dus la crearea unei noi specii colective, cu caractere aşa de variabile, încît stabilirea unui holotip a fost imposibilă;

— resturile noastre fac parte din clasa *Gynospermae*, ordinul *Pteridospermophyta*, familia *Medulloseae*;

— toate exemplarele provin din liasicul inferior de la Steierdorf-Anina, din argile refractare dezvelite în valea Theresia şi au fost păstrate pînă în anul 1921 la Direcţiunea Minelor Anina. Locul de păstrare actual nu este cunoscut.

Bestimmungsmerkmale für **Thinnfeldia Banatica** nov. sp. Humml

(Tafel V, fig. 8—10, Tafel VI, fig. 11—14)

Blätter zweimalfiederig, Blättchen ohne einem abgesetzten Stiel, steril, gegen den Blattgrund hin herablaufend, ganzrandig, ungleichmäßig, die Fiederchen oft mehr-weniger, mitunter wiederholt geöhrt. Öhrchen abgerundet ganzrandig, ungleichmäßig. Mittelader der Blättchen wenig ausgeprägt, fächerförmig angeordnet. Seitenadern wurden nicht beobachtet. Fiederchen im allgemeinen länger als breit, mit verschmälerter Basis an der Spindel ansitzend und wechselständig angeordnet, von anscheinend lederiger Beschaffenheit. Blattspindel astartig, gebogen. Achsenteile etwas längsgefurcht von scheinbar holziger Beschaffenheit. Nicht selten sind Zwischenschaltungen von isoliert stehenden geöhrten Blättchen, welche man nicht als Teile einer einheitlichen Blattspreite ansehen kann. Die Zwischenblättchen sind geöhrt oder auch ungeöyhrt, ganzrandig und verschiedenartig an den Achsenteilen ansitzend.

Angesichts der großen Unterschiede in der Ausbildung der beblätterten Zweige und der großen Unterschiede in der Blattform konnte ein Holotyp als Belegstück der neuen Art nicht angegeben werden.

Williamsonia Carruthers

Williamsonia sp.

(pl. VII, fig. 15)

Se cunosc numai puține resturi fosile de flori masculine bine conservate din genul *Williamsonia*. Cele mai multe din ele sînt cunoscute ca impresiuni cu cuticulă cărbunoasă, găsite de multe ori în stare deformată.

De o deosebită importanță pentru noi sînt resturile de flori masculine, găsite de Fr. Krasser (1916, p. 1—14) în gresiile șistoase de la Steierdorf-Anina, descrise ca *Williamsonia alfredi* și *W. banatica*. Cu restul nostru numărul exemplarelor de flori masculine de *Williamsonia* a sporit.

Acestor resturi le revine o importanță deosebită din punct de vedere geologic, ele fiind mai vechi decît cele găsite de A. G. Seward (1900) la Yorkshire sau acele descrise de A. G. Nathorst (1911) din partea inferioară a seriei „Lower Estuarine" din Whitby.

Restul nostru, foarte fragmentat, a fost găsit izolat (fără frunze și tulpină); el este un organ de înmulțire și reprezintă o floare cu macrosporofili dispuși în verticili. El are un diametru de circa 9 cm. Verticilii, în număr de 14—15, au o consistență dură, se îndreaptă spre o capsulă centrală proeminentă. Verticilii sînt acoperiți cu o cuticulă bine dezvoltată. Capsula are o formă circulară cu un diametru de 12—15 mm și a fost păstrată numai ca impresiune.

Cu toate că nici sporofilele și nici fragmentele acestora nu au fost păstrate, credem că restul reprezintă partea inferioară a unei flori masculine de *Williamsonia*. Impresiunea fiind fragmentată, nu s-a putut identifica și specia.

Cercetările por fi rezumate astfel:

— exemplarul prezintă o floare masculină a genului *Williamsonia*; restul fiind fragmentat nu s-a putut compara cu resturile cunoscute de mult de la Steierdorf-Anina (Fr. Krasser, 1916; Al. Semaka, 1957, 1958);

— ordinul benettitalelor, în trecut destul de bogat reprezentat, este cunoscut numai prin resturi fosile; genul *Williamsonia* este cunoscut din triasicul superior pînă în cretacicul inferior, dar speciile sînt larg răspîndite în special în jurasic;

— restul descris provine din liasicul inferior de la Steierdorf-Anina, din acoperișul stratului 7, și este păstrat în colecția T.M.B. Anina; el este al treilea exemplar de floare masculină de *Williamsonia* sp. găsit la Steierdorf-Anina.

Nilssonia Brongniart

Nilssonia cfr. acuminata (Presl) Goeppert

(pl. VII, fig. 16; pl. VIII, fig. 17, 18 şi 19; pl. IX, fig. 20 şi 21; pl. X, fig. 22).

1838 *Zamites acuminatus* Presl; Sternberg, *Versuch einer geognostischbotanischen Darstellung der Flora der Vorwelt, unter Mitarbeit von Presl und Corda*, p. 199, pl. XLIII, fig. 2.
1838 *Zamites heterophyllus* Presl., idem, p. 199; pl. XLIII, fig. 4 şi 5.
1843 *Pterophyllum acuminatum* Morris, *Catalogue brit. foss.*, Londra, p. 19.
1844 *Nilssonia acuminata* (Presl), Goeppert, *Über die fossilen Cycadeen*, Verh. Schles. Ges. vaterl. Kultur für 1843, Breslau, p. 143.
1844 *Nilssonia kirchneriana* Goeppert, idem, p. 142.
1856 *Pterophyllum acuminatum* Morris, Bornemand, *Organische Reste der Lettenkohle Thüringens*, p. 58.
1864 *Pterophyllum acuminatum* Morris; Schenk, *Beiträge zur Flora des Keupers und der rhätischen Formation VII*, Ber. naturf. Ges. Bamberg, p. 69, pl. IV, fig. 2.
1867 *Nilssonia acuminata* (Presl) Goeppert; Schenk, *Die fossile Flora der Grenzschichten des Keupers und Lias Frankens*, Wiesbaden, p. 131, pl. XXXII, fig. 1—7; pl. XXXIII, fig. 1.
1922 *Nilssonia acuminata* Krasser, *Zur Kenntnis einiger fossiler Floren des unteren Lias der Sukzessionsstaaten von Österreich — Ungarn*, Jb. Akad. Wiss. math. — naturw. Kl. (I), p. 364, pl. CXXX.

Specia nu a fost semnalată pînă acum în flora liasicului inferior de la Steierdorf-Anina. Din figurile date de Schenk (1864) şi de W. Gothan (1914, p. 35) rezultă o mare variabilitate în privinţa formei şi mărimii frunzelor şi a foliolelor, fiind cunoscute multe forme de trecere.

Toate exemplarele de la Steierdorf-Anina figurate în prezenta lucrare aparţin aceleiaşi forme şi au multe asemănări cu un rest descris de Schenk (1864, pl. XXXII, fig. 1) din liasicul german de la Eckersdorf lîngă Beyreuth. Şi mai apropiată este asemănarea cu o frunză figurată de W. Gothan (1914, pl. XXXI-XXXII, fig. 2, 3) sub numele *Nilssonia acuminata* din liasicul inferior de la Nürnberg.

Atît Schenk cît şi Gothan au observat la foliolele exemplarelor lor numai o nervaţiune neramificată, adică simplă, pe cînd la frunzele de la Anina nervurile sînt bifurcate dicotom excepţional şi trifurcate sau de două ori bifurcate (fig. 8).

Numărul mare de forme cu numeroase treceri permite numai foarte greu repartizarea acestora în mai multe specii; din această cauză şi pînă la clarificarea precisă a nervaţiunii am renunţat la stabilirea unei noi specii.

Frunzele de la Anina sînt penat compuse. Segmentele sînt numeroase şi inserate neregulat lateral, aproape perpendicular pe un rahis bine dezvoltat, cu o lăţime pînă la 7 mm. Foliolele sînt întregi şi netede, mai lungi decît late. Lungimea lor variază între 13 şi 23 mm, iar lăţimea, la bază, între 7 şi 13 mm. Ele sînt aşezate cu toată baza lor pe rahis sub un unghi de circa 70—80°. Inserţia se face altern, puţin distanţat. Foliolele

din partea apicală a frunzei sînt mai scurte cu formă aproximativ triunghiulară cu vîrful obtuz sau numai puţin ascuţit (pl. VIII, fig. 18 şi 19). Marginea foliolelor este întreagă cu numeroase nervuri aproape egal dezvoltate şi bifurcate dicotom.

Structura fină a reţelei nervurilor a fost observată clar numai la părţile fără cuticulă ale frunzelor. Nervurile pornesc dicotom sub un unghi mic de la baza foliolelor şi se ramifică neuniform şi de două ori dicotom, atingînd probabil marginea acesteia.

Epidermele obţinute de la frunze (pl. IX, fig. 20 şi 21 ; pl. X, fig. 22) sînt rezistente. Preparatele din epiderma frunzei ne arată că celulele epidermice tipice sînt întrerupte în multe locuri prin stomate, care apar pe ambele feţe ale frunzei. Celulele epidermelor sînt dispuse continuu, şi nu arată nici o deosebire însemnată în zonele cu stomate pe faţa inferioară a frunzei, în comparaţie cu cea superioară (pl. IX, fig. 20 şi 21 ; pl. X, fig. 22).

Celulele din zonele nervaţiunii (ţesutul conducător) sînt puţin alungite şi au forma unor tuburi cu diametru variabil. În majoritatea cazurilor stomatele se găsesc în număr mai mare pe faţa inferioară a frunzei.

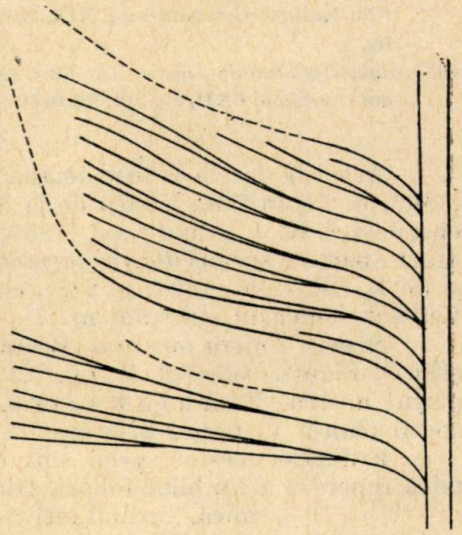


Fig. 8. — *Nilssonia* cfr. *acuminata* (Presl) Goeppert, schema nervaţiunii din părţile lipsite de cuticulă ale frunzei ; după exemplarul (pl. VII, fig. 16) de la Steierdorf-Anina ; ×3.

Cercetările pot fi rezumate după cum urmează :

— exemplarele noastre arată o asemănare evidentă cu planta descrisă ca *Nilssonia acuminata* Presl ;

— resturile fac parte dintre *Gymnospermae*, ordinul *Bennettitales*, familia *Nilssoniales* şi provin din orizontul 4, puţul Kolowrat, stratul nr. 4 sau 5 ;

— locul de păstrare al resturilor : exemplarul din planşa VII, figura 16, se află în colecţia de la Muzeul Banatului, acela din planşa VIII, figura 17, la Institutul paleobotanic al Universităţii Graz ; resturile din planşa VIII, figura 18 şi 19, în colecţia T. M.B. — Anina ;

— *Nilssonia* cfr. *acuminata* Presl este o specie nouă pentru ţara noastră.

Ginkgoites

Ginkgoites taeniata (Braun) Harris

(pl. X, fig. 23 ; pl. XI, fig. 24 şi 25)

1843 *Baiera taeniata* Braun, *Beiträge zur Urgeschichte der Pflanzen — Münster Beiträge zur Petrefaktenkunde*, Bayreuth, VI, p. 21.

1855 *Cyclopteris digitata Brongniart*; Andrae, *Beiträge zur Kenntnis der fossilen Flora Siebenbürgens und des Banates*, Jb. k.k. geol. R.A., Viena, p. 21 (fără figură).

1864 *Jeanpaulia taeniata* Schenk, *Beiträge zur Flora des Keupers und der rhätischen Formation*, Ber. naturf. Ges. Bamberg, **VII**, p. 56.

1867 *Baiera taeniata* Braun; Schenk, *Fosile Flora der Grenzschichten des Keupers und Lias Frankens*, Wiesbaden, p. 26, pl. V, fig. 2 (1, 3, 4); pl. VI, fig. 1 și 2.

1914 *Baiera taeniata* Gothan, *Die unterliassische (rhätische) Flora der Umgebung von Nürnberg*, Abh. Naturw. Ges. Nürnberg, **XIX**, *3*, 63, p. 150, pl. XXIX, fig. 2; pl. XXXI; pl. XXXII, fig. 1.

1935 *Ginkgoites taeniata* Harris, *The fossil flora of Scoresby Sound, East Greenland, IV*, Medd. om Greenland **CXII**, *1*, p. 19, fig. 9, 10 și 11; pl. I, fig. 1, 2, 9; pl. II, fig. 3 și 4.

Această specie a fost semnalată pentru prima dată de Schenk (1867, p. 28) în flora liasică de la Steierdorf-Anina, care a arătat că ceea ce a descris K. J. Andrae (1855, p. 21) drept *Cyclopteris digitata* Brongniart aparține speciei *Baiera taeniata*. Mai tîrziu aceste specii au fost găsite și de L. Roth (1894, p. 248), cît și de C. Oarcea[1] (1952) în puțul Kübeck culcușul stratului nr. 7.

Specia *Baiera taeniata* (Braun) a fost descrisă amplu de Schenk (1867). Figurile sale (pl. V, fig. 1,3 și 4) nu admit o comparație cu exemplarul nostru. E. Antews (1910, p. 45) recunoaște pentru tipul acestei specii planșa V, figura 2, arătat la Schenk (1867).

Frunzele acestei specii sînt caracterizate printr-o divizare dicotomică repetată a limbilor foliari. Dimensiunea unui limb foliar este relativ mică, variind între 4 și 9 mm lățime și 19 și 36 mm lungime. Marginea este dreaptă și netedă. La un limb foliar, cu 9 mm lățime, am putut observa 15 nervuri așezate aproape paralel cu marginea limbului (fig. 9), dintre care numai unele nu au bifurcarea dicotomică.

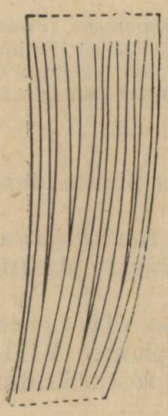


Fig. 9. — *Ginkgoites taeniata* (Braun) Harris, schema nervațiunii; după exemplarul (pl. X, fig. 23) de la Steierdorf-Anina; ×2.

Preparatele obținute din epiderma frunzei ne arată că nu sînt deosebiri însemnate între celulele de pe fața inferioară și cea superioară a frunzei. Pe fața superioară, în zonele cu stomate, celulele sînt poligonale, neregulate sau puțin alungite și aproape fără stomat (pl. XI, fig. 25). Celule de pe fața inferioară sînt alcătuite ca și acelea de pe fața superioară, dar au un număr mare de stomate, așezate într-un șir lung (pl. XI, fig. 24). Membranele celulare sînt relativ fine, drepte sau puțin ondulate. Celulele din zonele nervațiunii sînt alungite și membranele sînt aproape drepte.

N. Johansson (1922, p. 47) a observat la aceste frunze, în zonele cu stomate, o îngroșare a pereților externi în zonele cuticulare, în formă de zigzag, lucru observat și în preparatele noastre.

Structura stomatelor (pl. XI, fig. 24 și 25) este asemănătoare ca și la formele descrise de E. Antews (1910, p. 44) din gresia de la Hör. Ostiola este înconjurată

[1] C. Oarcea (1952), *Raport asupra lucrărilor geologice de cercetare din regiunea Miniș, bazinul carbonifer Anina*, Arh. T.M.B.—Anina.

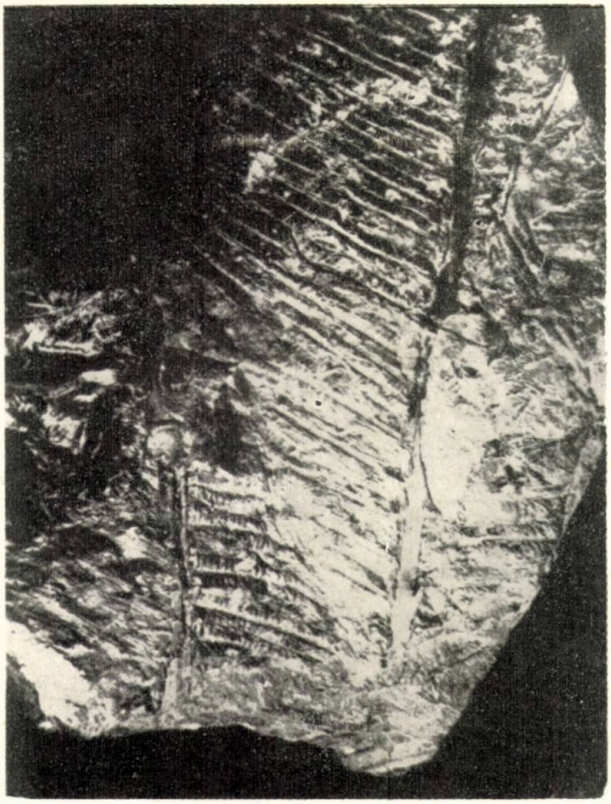


Fig. 1. — *Phlebopteris münsteri* (Schenk) Hirmer et Hoerhammer, liasic inferior, Steierdorf Anina, puțul Kolowrat, acoperișul stratului 4 sau 5 ; micșorat 19/11.

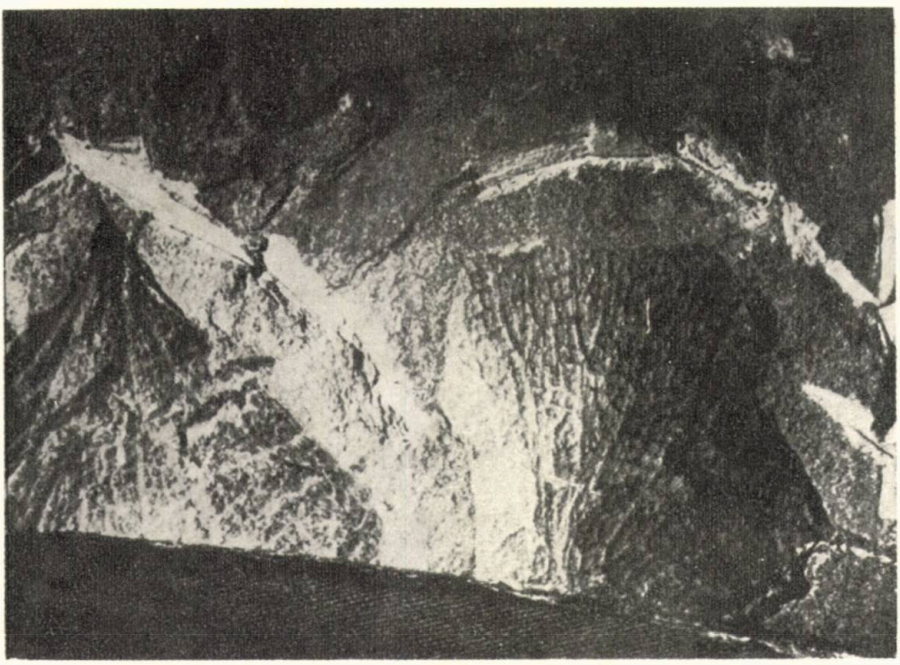


Fig. 2. — *Hausmannia buchii* (Andrae) P. B. Richter, liasic inferior, Steierdorf-Anina, stratul 4 sau 5 ; ×1.

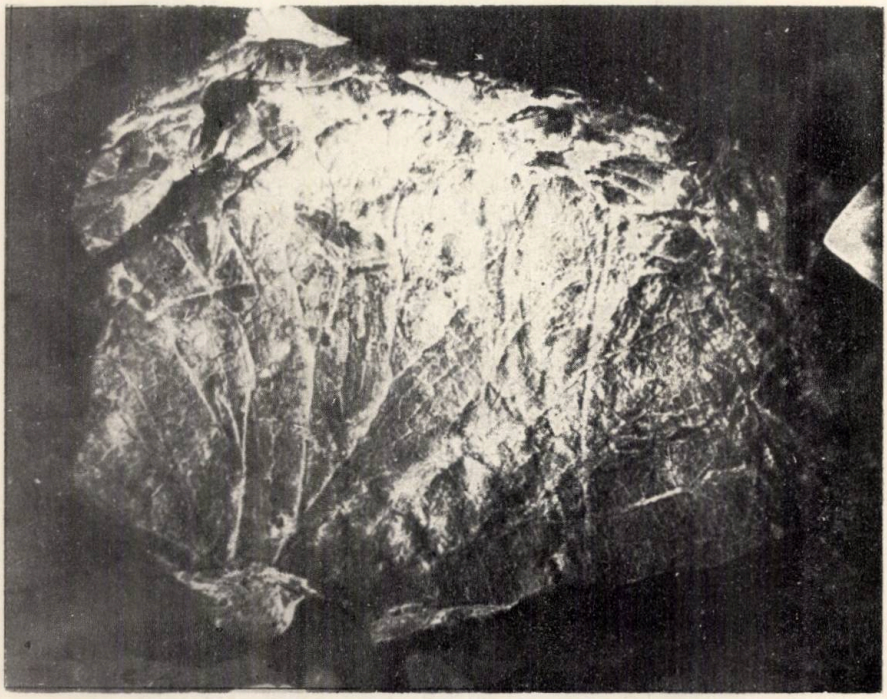


Fig. 3. — *Hausmannia buchii* (Andrae) P. B. Richter, liasic inferior, Steierdorf-Anina, stratul 4 sau 5; ×1.

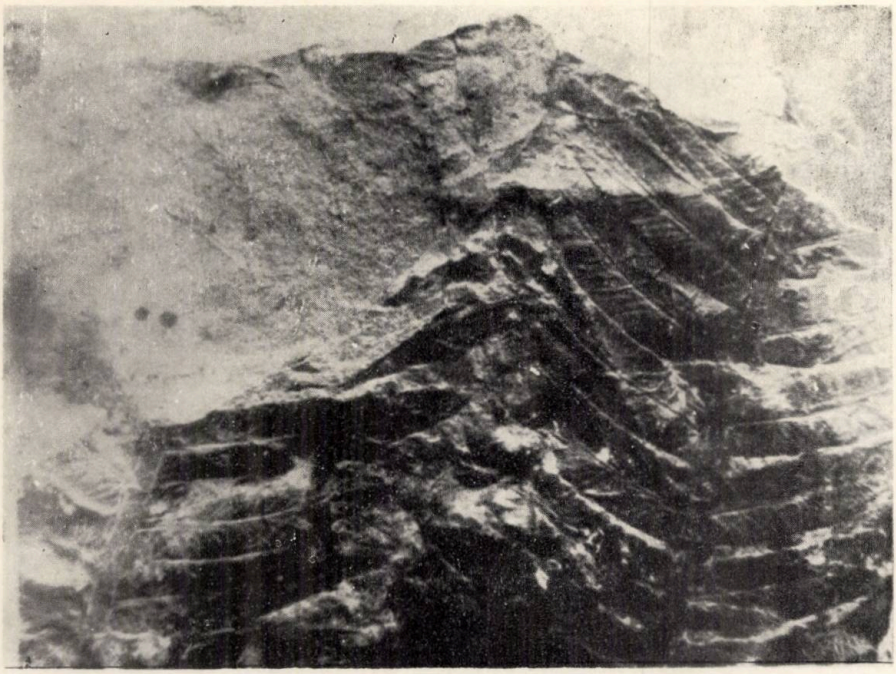


Fig. 4. — *Cladophlebis insignis* Lindley et Hutton, liasic inferior, Steierdorf-Anina, puțul Kolowrat, orizontul IV, acoperișul stratului 5; ×1.

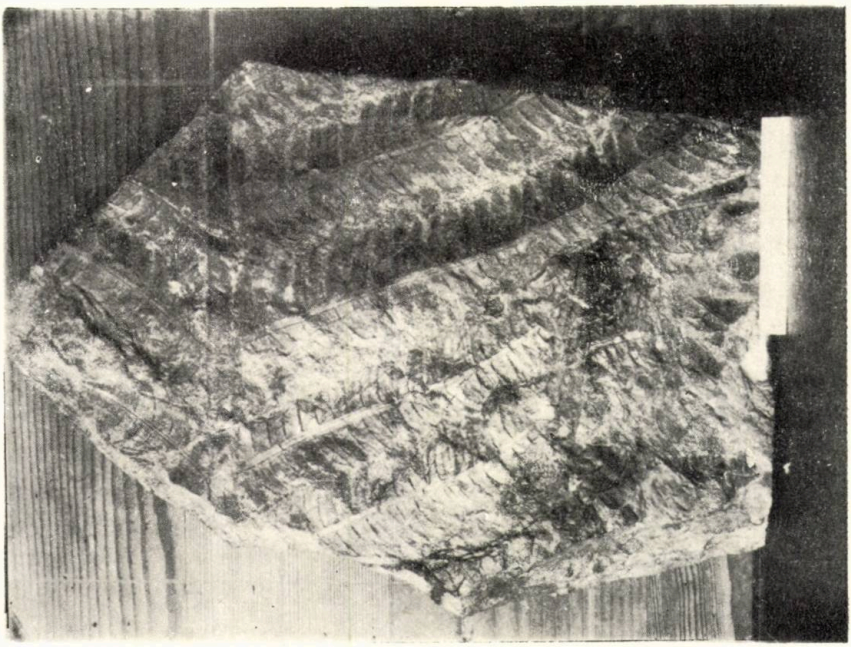


Fig. 5.

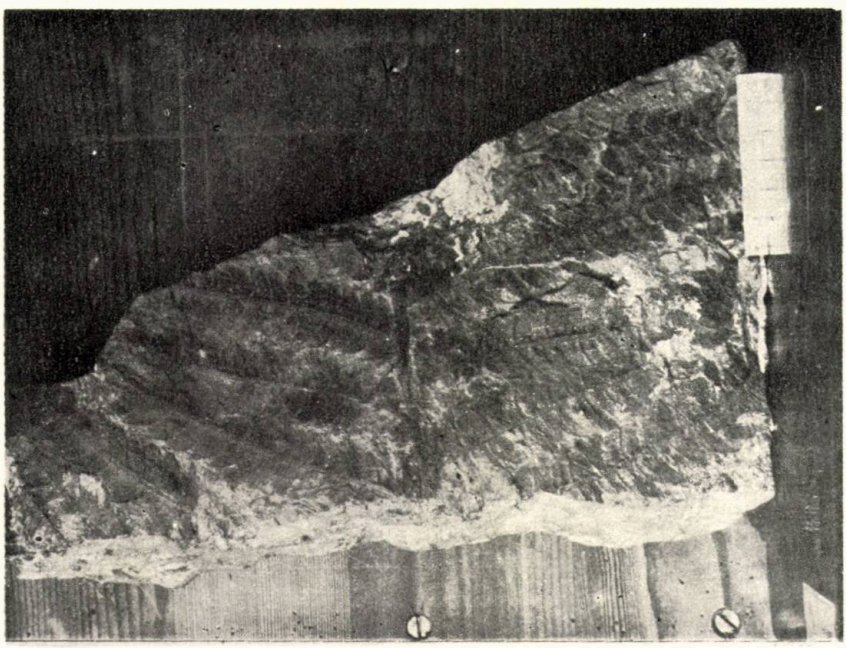


Fig. 6.

Fig. 5. și 6. — *Cladophlebis whytbiensis* Brongniart, liasic inferior, Steierdorf-Anina, puțul principal (I), orizontul IV, stratul 3 ; micșorat : ×2 : 1 ; ×2 : 1.

Fig. 7. — *Todites* aff. *rösserti* (Presl), liasic inferior, Steierdorf-Anina, puţul Kolowrat, stratul 3; ×1.

Fig. 8, 9 10. — *Thinnfeldia banatica* n. sp. Humml, liasic inferior, Steierdorf-Anina, valea Theresia, din argile refractare ; × 1.

Fig. 11, 12, 13 și 14. — *Thinnfeldia banatica* n. sp. Humml, liasic inferior, Steierdorf-Anina, valea Theresia, din argile refractare ; × 1.

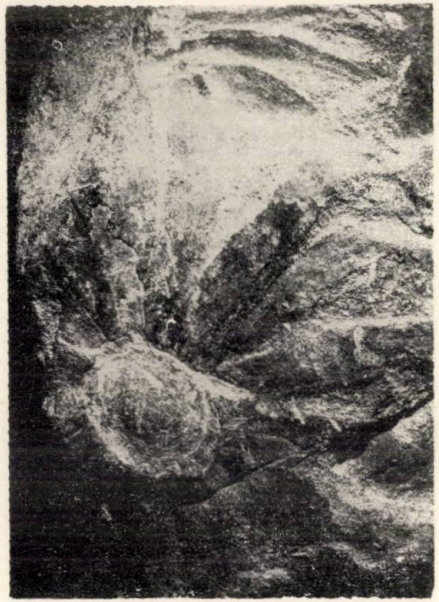


Fig. 15. — *Williamsonia* sp., liasic inferior, Steierdorf-Anina, stratul 7 (stratul principal „Theresia''), în acoperișul stratului ; ×1.

Fig. 16. — *Nilssonia* cfr. *acuminata* (Presl) Goeppert, liasic inferior, Steierdorf-Anina, puțul Kolowrat, orizontul IV, stratul 4 sau 5 ; ×1.

Fig. 17.

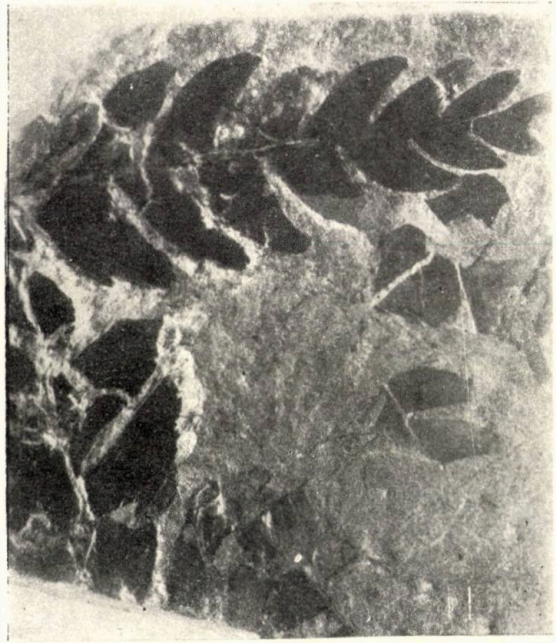


Fig. 18.

Fig. 19.

Fig. 17,18 şi 19. — *Nilssonia* cfr. *acuminata* (Presl) Goeppert, liasic inferior, Steierdorf-Anina, puţul Kolowrat, orizontul IV, stratul 4 sau 5; ×1.

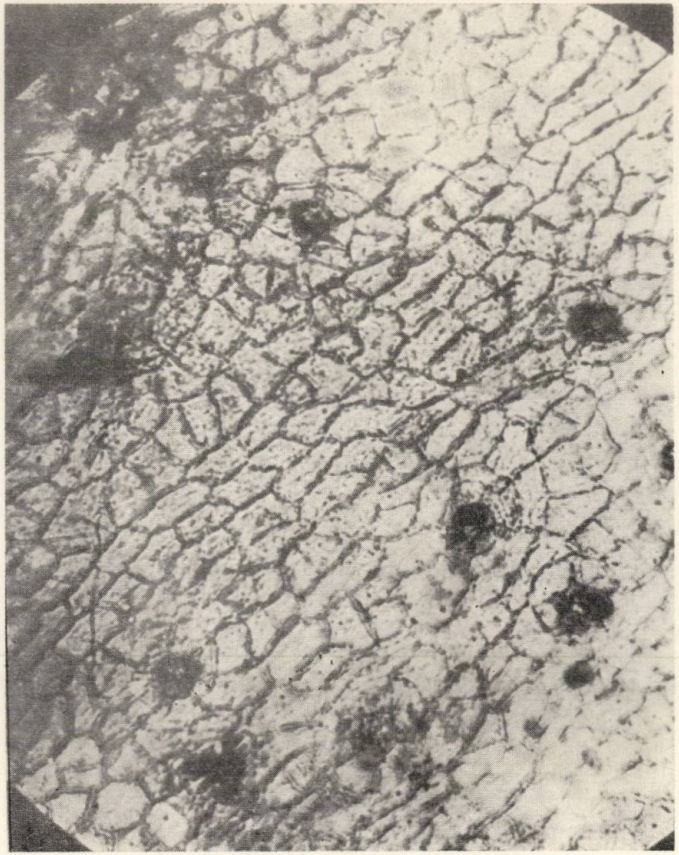


Fig. 20. — *Nilssonia* cfr. *acuminata* (Presl) Goeppert, partea inferioară a frunzei cu stomate; microfotografia după exemplarul din planșa VII, figura 16; ×280.

Fig. 21. — *Nilssonia* cfr. *acuminata* (Presl) Goeppert, microfotografia după exemplarul din figura 20, porțiune mărită; ×580.

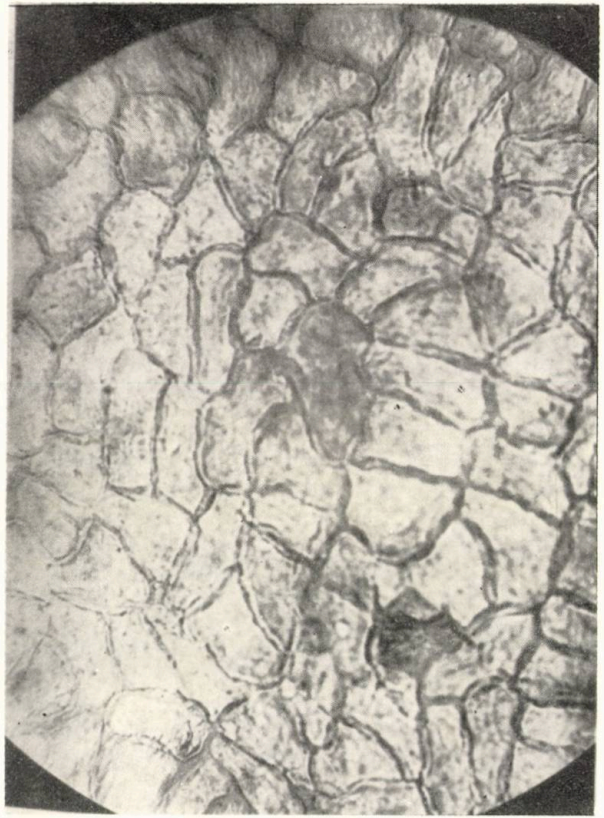


Fig. 22. — *Nilssonia* cfr. *acuminata* (Presl) Goeppert, partea superioară a frunzei; microfotografia după exemplarul din planșa VII, figura 16; ×440.

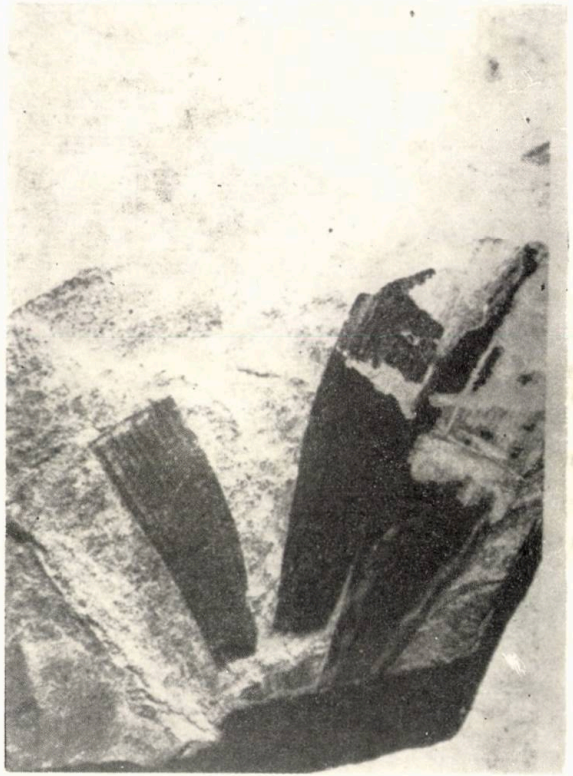


Fig. 23. — *Ginkgoites taeniata* (Braun) Harris, liasic inferior, Steierdorf-Anina; × 1.

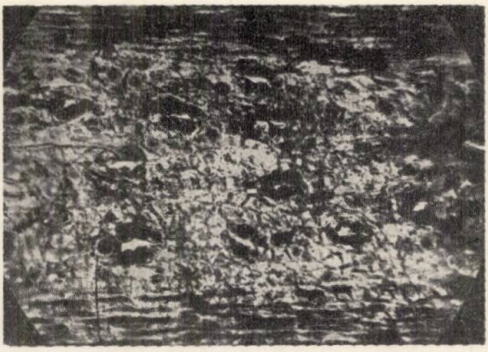


Fig. 24. — *Ginkgoites taeniata* (Braun) Harris, partea inferioară a frunzei ; microfotografie după exemplarul din planşa X, figura 23 ; ×140.

Fig. 25. — *Ginkgoites taeniata* (Braun) Harris, porţiunea mărită ; microfotografie după figura 24; × 580.

de celule stomatice scufundate, înconjurate cu un inel format de 6—8 celule concentrice (pl. XI, fig. 25). Stomatele figurate de E. Antews (1910, pl. VI, fig. 43) arată în principiu o perfectă concordanță cu structurile găsite la exemplarul de la Steierdorf-Anina.

Cercetările pot fi rezumate astfel:

— exemplarul nostru, aparținînd speciei *Ginkgoites taeniata* (Braun) Harris, este foarte bine comparabil cu un rest descris de Schenk (1867, pl. V, fig. 2), cunoscut ca tip al acestei specii; în privința studiilor făcute prin secțiuni subțiri, observațiile noastre sînt în plină concordanță cu acelea făcute de N. Johansson și E. Antews;

— genul *Baiera* (synon. *Ginkgoites*) este cunoscut din triasic pînă în cretacicul inferior;

— poziția sistematică a restului nostru este la *Gymnospermae-Ginkgoalae*;

Restul nostru provine din liasicul inferior de la Steierdorf-Anina; alte amănunte nu sînt cunoscute. El este păstrat la Institutul paleobotanic al Universității Graz. Atît frunzele de *Ginkgoites taeniata*, cît și frunzele diferitelor specii din genul *Baiera* din Banat sînt păstrate în colecțiile de la Muzeul Banatului (Timișoara) și T.M.B. — Anina.

Restul nostru reprezintă o specie regăsită în flora liasicului inferior de la Anina. Exemplarul de la Anina descris de K. J. Andrae drept *Cyclopteris digitata* Brongniart (K. J. Andrae, 1855) este identic cu *Ginkgoites taeniata* (Braun) Harris.

ZUR FOSSILEN FLORA IM PRODUKTIVEN LIAS VON STEIERDORF-ANINA

ZUSAMMENFASSUNG

Es wird eine systematische Beschreibung folgender im produktiven Lias von Steierdorf-Anina häufig vorkommender Arten gegeben: *Phlebopteris münsteri* (Schenk) Hirmer & Hoerhammer, eine neue Gattung und Art aus dem unteren Lias von Anina. *Hausmannia buchii* (Andrae) P. B. Richter, eine revidierte Art aus dem unteren Lias von Anina. *Dictyophyllum acutilobum* Braun, eine neue Gattung und Art aus Anina. *Cladophlebis insignis* Lind Ley & Hutton, eine neue Art in Rumänien, *Cladophlebis whitbiensis* Brongniart, eine in die Flora von Anina neu aufgenommene, (revidierte) Art, *Todites rösserti* Presl , eine in der fossilen Flora vom Banat bisher nicht bekannte Art, *Thinnfeldia rhombodalis* Ettingshausen. Die Revision der Art *Pachipteris thinnfeldia* Andrae, und ihre Identifizierung mit *Th. rhomboidalis* Ettingshausen; die Revision der Art *Pachypteris speciosa* Andrae und ihre Identifizierung mit *Th. speciosa* Ettingshausen, *Williamsonia* sp., eine männliche Blüte, ein neues Exemplar der Art *Williamsonia*, *Nilssonia acuminata* (Presl) Goeppert, eine neue Art in Rumänien, *Ginkgeites taeniata* (Braun) Harris. Die Revision der Art *Cyclopteris digitata* Brongniarrt, wie diese von Andrae beschrieben wurde, und ihre Identifizierung mit *Ginkgoites taeniata* (Braun) Harris.

Gleichzeitig wird auch eine neue Art: *Thinnfeldia banatica* n. sp. beschrieben, welche sich durch eine große Veränderlichkeit in Gestalt und Formenbildung der Blätter und Blattwedeln, wie auch durch ihre beblätterte verzweigte Gestalt und charakteristische Blattaderung auszeichnet.

BIBLIOGRAFIE

Andrae K. J. (1855), *Beiträge zur Kenntnis der fossilen Flora Siebenbürgens und des Banates.* Jb. k.k. geol., R.A., Viena, **VI.**

Antews E. (1910), *Die liasische Flora des Hörsandsteines*, Kungl. Svensks. Akad. Handl., Stockholm, **LIX**, *8.*

Davitaşvili L. (1956), *Curs de paleontologie*, Edit. tehnică (traducere din limba rusă).

Gothan W. (1914), *Die unter-liasische (rhätische) Flora der Umgebung von Nürnberg, Nachtrag zur Arbeit über Thinnfeldia ETTGSH*, Abh. Naturw. Ges., Nürnberg, **XIX**, *4.*

Hirmer M. (1927), *Handbuch der Paläobotanic (Thallophyta-Bryophyta-Pteridophyta,)*, München und Berlin.

Humml H. (1957), *Contribuţii la flora fosilă din liasicul inferior de la Steierdorf-Anina*, St. cerc. ştiinţ., seria agric., Timişoara, **IV**, *3—4*, 65—74.

— (1963), *Catalogul florei fosile păstrate în Muzeul regional al Banatului*, St. cerc. biol., şt. agr., Timişoara, **X**, 185—201.

Johansson N. (1922), *Die rhätische Flora der Kohlengrube bei Stabbarp und Skromberg in Schonen*, Kungl. Svenska. Vet. Akad. Handl., Stockholm, **LXIII**, *3.*

Krasser Fr. (1916), *Männliche Williamsonien aus den Sandsteinschiefer des unteren Lias von Steierdorf im Banat*, Denkschr. Math.—Naturw. Kl. Akad., Viena, **XCIII.**

Laufer F. (1925), *Contribuţiuni la studiul geologic al împrejurimilor oraşului Haţeg*, An. Inst. geol. rom., **X**, 301—369.

Nathorst A. G. (1906), *Bemerkungen über Clathropteris meniscoides BGT. und Rhizopteris cruciata Nath*, Kungl. Svenska. Vet. Akad. Handl., Stockholm, **XLI**, *2.*

— (1911), *Paleobotanische Mitteilungen*, Kungl. Svenska. Vet. Akad. Handl., Stockholm, **XLVI**, *4.*

Roth L. (1894), *Die unmittelbare Umgebung von Steierdorf-Anina*, Foldt. Köz., Budapesta, **XXIV**, *6—8*, 248—253.

Semaka A. (1957), *Contribuţiuni la flora liasică de la Vulcan-Cdlea*, III, Bul. Şt. (secţ. geol.-geogr.), **II**, *2*, 329—342.

— (1958), *Über die pflanzenführenden Lias-Schichten Rumäniens* (I. *Getische Decke*), N. Jb. Geol. Paläontol., Mh. 1958, Stuttgart, **8**, *9*, 407—414.

Seward A. G. (1900), *The jurasic flora*, Part. I. The Yorkshire Coast, Londra.

Primit în redacţie
la 21 septembrie 1965

Str. Geneva nr. 7, Timişoara

CÎTEVA PLANTE DIN STEPHANIANUL SUPERIOR DE LA SVINIȚA (BANAT)

DE

I. MAXIM

55(05)

La nord de satul Svinița (Banat), pe colina de sud-est a muntelui Cucuiova, este săpat capul unui ogaș, afluent al Povalinei (fig. 1).

În această săpătură, ca și în jos pe pîrîu, se poate observa următoarea succesiune de strate :

— porfirite cenușii, cu textură sticloasă ;

— tufuri porfiritice cenușii.

În orizonturile inferioare ale cineritelor porfirice se pot vedea impresiuni de plante, de unde am cules o parte din eșantioanele cercetate. Sub cineritele porfirice urmează.

— strate de gresii fine, cenușii-albicioase, unele cu o masă fin pelitică și cu un ciment slab calcaros, altele mai grosiere, chiar microconglomeratice, care uneori alternează, alteori se întrepătrund cu o conformație lenticulară. Din aceste gresii am recoltat, de asemenea, numeroase impresiuni de plante, îndeosebi foliole.

În interiorul pachetului de gresii se interpun o serie de șisturi negre, cu grosimi variabile, de la aceea a unor simple dungi, pînă la grosimi de circa 0,30 m. Aceste șisturi negre, în părțile lor mai argiloase, cuprind de asemenea numeroase urme de plante, iar în șistuozitatea lor prin șuvițe de cărbuni, huile, mai groase sau mai subțiri, care se observă în malurile ogașului și din care am adunat o serie de probe. Pe unele din suprafețele de contact ale șisturilor negre se pot observa numeroase eflorescențe de malahit și azurit, uneori în cristale rare, alteori alcătuind cruste. Întreaga succesiune (gresii, șisturi negre cărbunoase) măsoară cîțiva metri (circa 7—10 m).

În aval, pe talvegul ogașului, seria descrisă este limitată de gabrouri, care la rîndul lor, mai în aval, spre Povalina, sînt mărginite de un complex calcaros (gresii, cuarțite), în care se observă unele urme vegetale, cărbunoase :

St. și cerc. de geol., geof., geogr., Seria geologie, t, 14, nr. 2, p, 405—422, București, 1969

Fig. 1. — Schița regiunii Cucuiova și a împrejurimilor.

DESCRIEREA PLANTELOR FOSILE

Stylocalamites cisti Brgt.

Impresiunile acestei articulate se pot recunoaște pe două eșantioane. Forma s-a putut identifica după costația foarte fină și serierea ei strînsă și îngustă. Finețea urmelor plantei fosile dovedește că, probabil, sîntem în posesia unor porțiuni mai tinere ale plantei.

Această specie are o răspîndire din westphalian pînă în rothliegened, unde este prezentă și frecventă în toate zăcămintele cărbunoase limnice și paralice.

Stylocalamites suckowi Brgt.

(fig. 2)

În materialul cules există un singur exemplar din această specie. Impresiunea are coastele mari, distincte, întrerupte de o brăzduire adîncă. Terminațiile îngroșate și rotunjite ale coastelor poartă niște excavații largi, circulare, urme ale canalelor infranodale (note specifice acestui tip). Această formă este cunoscută ca fiind destul de răspîndită din stephanian pînă în permianul superior al Europei centrale.

Faptul că în tot materialul colectat există doar trei eșantioane din genul *Stylocalamites* demonstrează o slabă frecvență a acestuia.

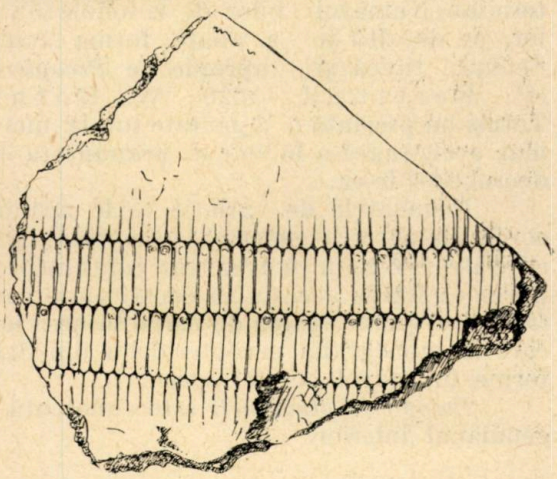


Fig. 2. — *Stylocalamites suckowi* Brgt.

Articulatele descrise din aflorimentul cercetat au mai fost însoțite încă de o formă — un filet prins într-o gresie fină cenușie-albicioasă, care poartă pe el semnele evidente ale unei structuri fin dungate și care credem că poate fi identificată cu o prelungire filiformă a genului *Asterophyllites* Brgt., frunze sau rădăcini determinate ca *Radicites capillacea* (Lindl. et Hutt.) Poton.

Radicites capillacea (Lindl. et Hutt.) Poton.

Forme de acest tip sînt citate și de L. Roth Telegdi (1893) de la Ielișova, care le trece ca elemente ce aparțin speciei *Asterophyllites equisetiformis* Schlt. După noi, aceste filete par a fi mai apropiate de

Asterophyllites longifolius Stbg., nu numai prin subţirimea şi efilarea lor, dar şi prin faptul că această specie are o răspîndire mai mare în timp (ea ajunge pînă în rothliegendul inferior), faţă de *A. equisetiformis* Schlot., cantonată în westphalian.

Cîteva eşantioane culese poartă ramuri cu structuri foarte apropiate de asterofilide, care însă, în lipsa unor elemente de caracterizare mai evidente pentru gen sau specie, nu le-am atribuit nici unei entităţi taxonomice.

Pecopteris pluckeneti Schlot.

(fig. 3 *a* şi *b*)

Această specie este reprezentată prin patru exemplare, imprimate pe un cinerit porfiric, cu textură fină. Ele reprezintă porţiuni din fronde susţinute de un rahis viguros; unele sînt reprezentate atît prin pozitivul, cît şi prin negativul tiparului.

Rahisul frunzelor secundare este drept şi prevăzut cu striaţii longitudinale, clare. Foliolele sînt pentalobate, cu lobul terminal uşor efilat şi apoi rotunjit. Nervura mediană a foliolei este evidentă. Cele două lobule de la baza foliolei se unesc la baza lor într-un oval, prin care se inserează pe rahisul secundar comun, dovedind prin aceasta caracterul net pecopteridian. Numărul lobilor de la foliole (5), pe de o parte, cît şi rotunjirea lor, pe de altă parte, abate forma aceasta de la *Pecopteris pluckeneti* Schloth. tipică şi o apropie de *Pecopteris* (*Sphenopteris*) *sterzeli* Zeiller (P. Bertrand, 1926; W. Gothan., H. Weyland, 1964). Totuşi nu prezintă o identitate totală nici cu aceasta, deoarece rotunjirea mai accentuată a lobilor şi pronunţata bombare spre faţa superioară o deosebeşte de ea.

Elementele de variaţie ce le întîlnim şi la aceste specimene concordă cu părerea generală, acceptată, că *Pecopteris pluckeneti* nu este o entitate taxonomică tranşant conturată, ci este o specie colectivă. S-ar putea ca forma aceasta să constituie o varietate, dacă nu o specie aparte (*banatica*) ţinînd seama de variabilitatea lor mare, atestată şi de Corsin, care în monografia pecopteridelor din Saar a distins un număr mare de forme în cadrul acestei specii.

Pecopteris pluckeneti este cunoscută din stephanian pînă în rothliegendianul inferior.

Pecopteris sp.

Tot acestui gen atribuim şi un vîrf de pinulă cu terminaţia îngust ovalizată, cu şanţul nervurii principale evident, cu nervurile laterale paralele între ele şi trasate aproape în unghi drept pe bordura pinulei.

Alethopteris sp.

Între formele culese există şi un vîrf de foliolă, cu aspect triunghiular rotunjit, tăiat la mijloc de o puternică nervură principală, cu nervurile secundare slab păstrate. Forma, şi mai ales relieful adînc al nervurilor

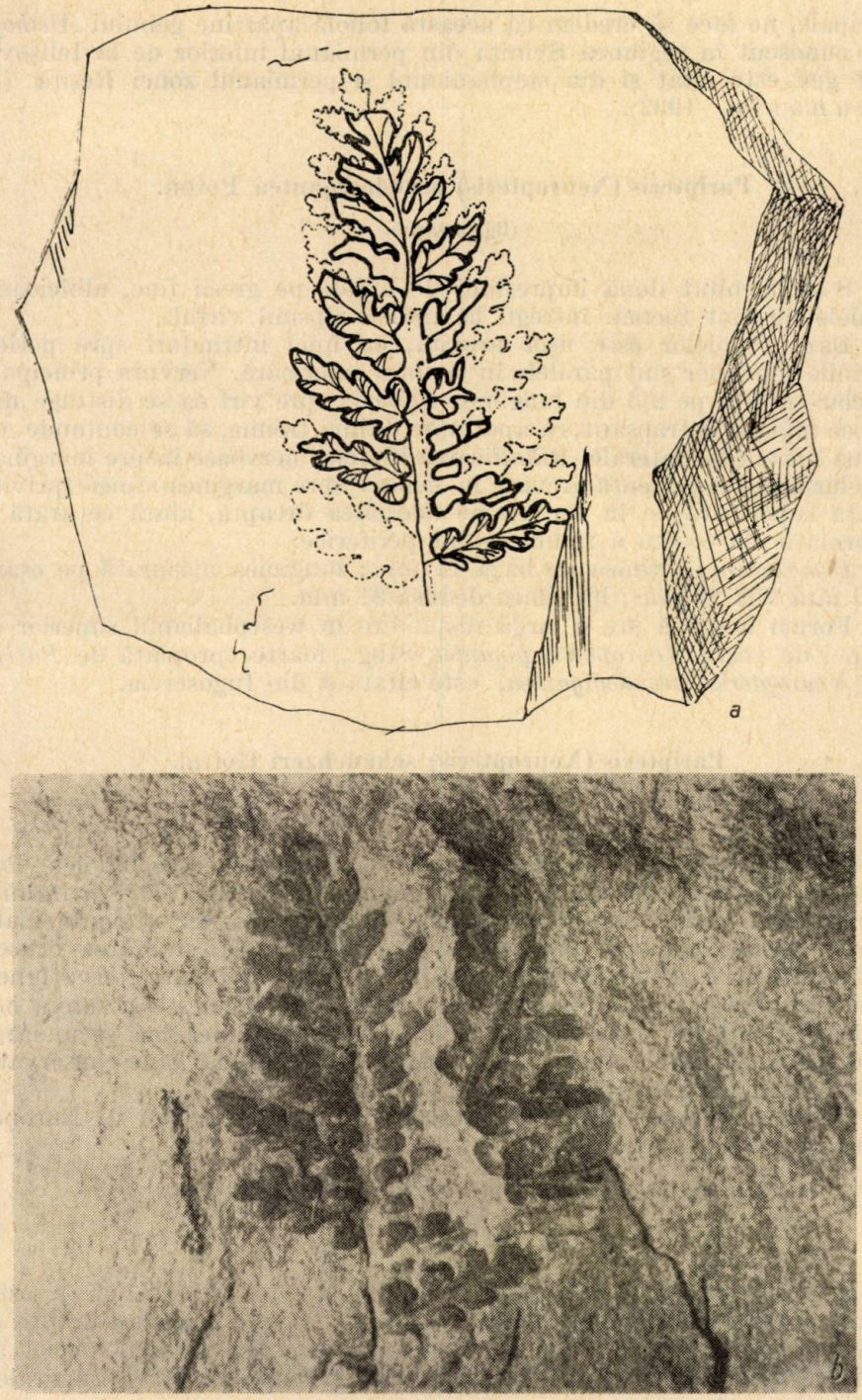


Fig. 3 *a* şi *b* — *Pecopteris pluckeneti. Schloth.*

principale, ne face să credem că această foliolă aparţine genului *Alethopteris*, cunoscut în regiunea Sviniţa din permianul inferior de la Ielişova. Acest gen este citat şi din stephanianul şi permianul zonei Reşiţa (S. Athanasiu, 1932).

Paripteris (Neuropteris) pseudogigantea Poton.

(fig. 4 *a* şi *b*)

S-au recoltat două impresiuni de foliole pe gresii fine, albicioase. Foliolele nu sînt tocmai întregi, la ambele lipsind vîrful.

Baza foliolelor este uşor arcuită, cu mici intrînduri spre peţiol. Marginile pinulelor sînt paralele în treimea inferioară. Nervura principală este clar trasată pe 2/3 din lungimea foliolei; spre vîrf ea se distinge din ce în ce mai puţin tranşant, ca apoi, spre ultima treime, să se confunde cu reţeaua nervurilor laterale. Ramificarea filetelor nervoase înspre marginea pinulelor arată o evidentă arcuire în concav spre marginea stîngă (privite pe faţa superioară) şi în convex pe marginea dreaptă, alură ce arată o conformaţie de coastă a ramificaţiilor periferice.

Dimensiuni: lăţimea de bază 11 mm; lungimea măsurată pe eşantionul fără vîrf 21 mm; lungimea dedusă 31 mm.

Forma descrisă are o largă răspîndire în westphalianul superior al Europei de vest; *Neuropotris gigantea* Stbg., foarte apropiată de *Paripteris* (*Neuropteris*) *pseudogigantea*, este citată şi din Iugoslavia.

Paripteris (Neuropteris) scheuchzeri Hoffm.

(fig. 5 *a* şi *b*)

În colecţia noastră se găsesc două eşantioane, la care foliolele sînt incomplet păstrate. Foliolele sînt triunghiular-ascuţite, iar marginile lor se trasează în linii drepte spre vîrful triunghiului. Nervura principală se poate urmări tranşant pînă la partea ei terminală, retezarea bruscă denotînd că ar fi continuat pînă sus, în apexul unghiular. Nervaţiunea secundară, bine păstrată, spre marginea pinulei se arcuieşte şi suferă noi ramificaţii. Pe dosul uneia dintre foliole, între nervaţiunea fină secundară, se văd punţi scurtate transversale. Lungimea foliolei mai bine conservată este de 30 mm; lăţimea bazei este de 11 mm.

Specia este des întîlnită în westphalianul superior (C) al Europei de vest şi în Iugoslavia.

Imparipteris (Neuropteris) pseudoblisi H. Pot.

(fig. 6 *a* şi *b*)

Doar o singură foliolă atestă prezenţa acestei specii. Foliola este pronunţat curbată în formă de seceră; slaba rupere a marginii drepte şi uşoara deplasare spre exterior nu modifică prea mult profilul curbat al laturii acesteia. Acelaşi traseu arcuit îl arată şi marginea stîngă, mai ales de la jumătate în sus.

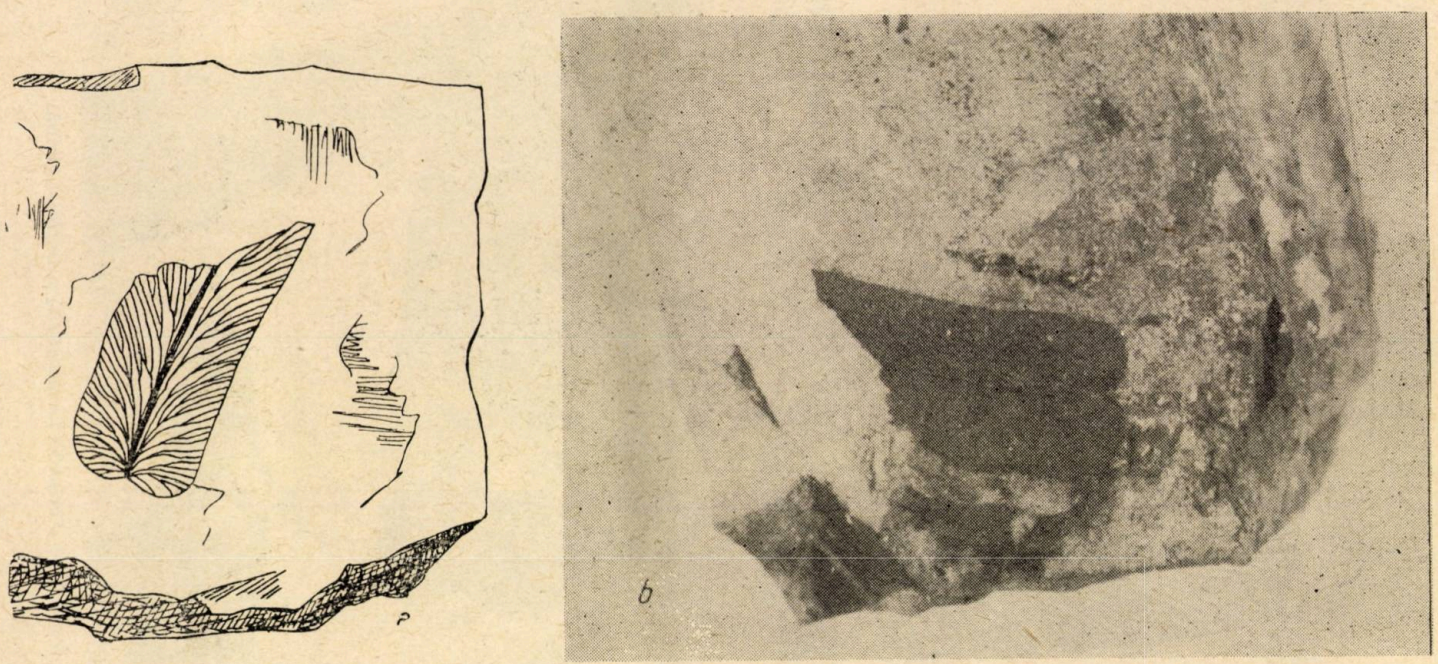
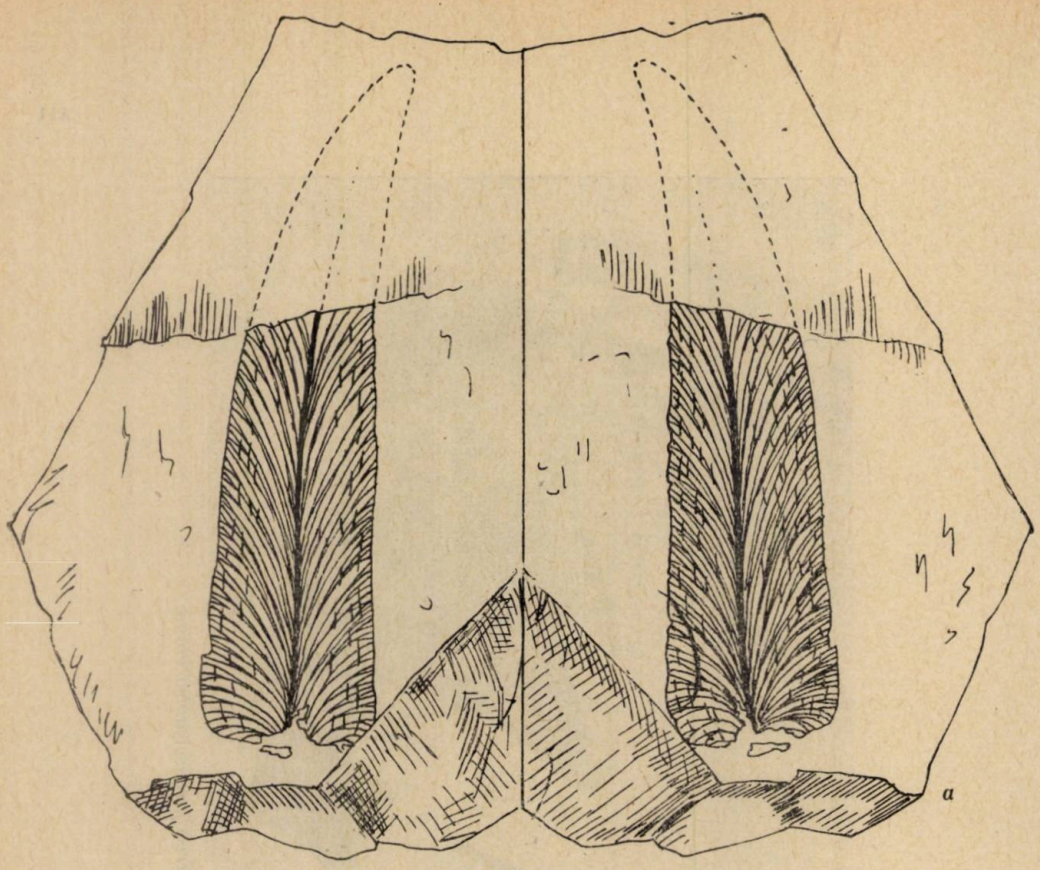


Fig. 4 *a* și *b*. — *Paripteris* (*Neuropteris*) *pseudogigantea* Poton.



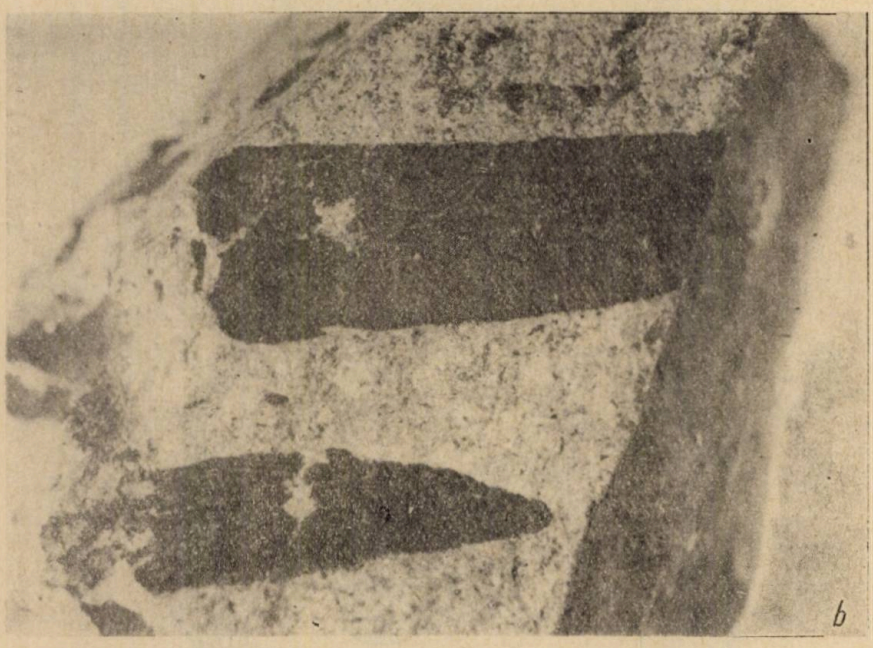


Fig. 5 *a* și *b*. — *Paripteris* (*Neuropteris*) *scheuchzeri* Hoffm.

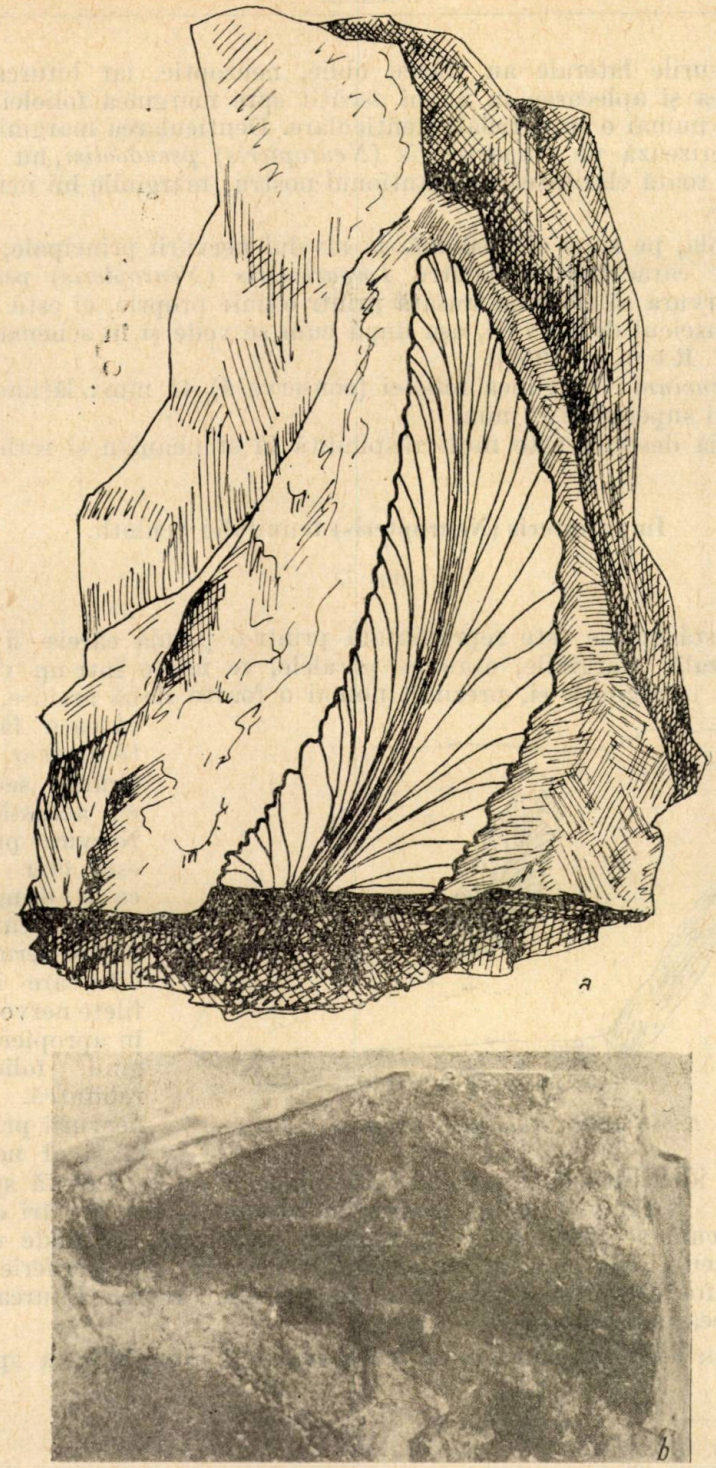


Fig. 6 *a* şi *b*. — *Imparipteris* (*Neuropteris*) *pseudoblisi* H. Pot.

Nervurile laterale au traseu oblic, neuroptic, iar bifurcările sînt evidente ca şi aplecarea în unghi ascuţit spre marginea foliolei, ceea ce determină numai o superficială denticulare. Denticularea marginii foliolei, ce caracterizează pe *Imparipteris* (*Neuropteris*) *pseudoblisi*, nu se poate urmări cu toată claritatea pe eşantionul nostru, marginile lui nefiind net conservate.

Foliola, pe zona ei mediană, la nivelul nervurii principale, prezintă o şănţuire caracteristică pentru *Imparipteris* (*Neuropteris*) *pseudoblisi*, fără ca nervura să fie bine trasată printr-o linie proprie, ci este alcătuită dintr-un fascicul de nervuri, aşa după cum se vede şi în schema dată de W. u. R. Remy (1959)[1].

Dimensiuni: lungimea foliolei (conservată) 41 mm; lăţimea medie a jumătăţii superioare 12 mm.

Specia descrisă este mult răspîndită în stephanian şi rothliegende.

Imparipteris (Neuropteris) tenuifolia Schloth.

(fig. 7)

Această specie este reprezentată printr-o pinulă căreia îi lipseşte partea bazală. Marginile, aproape paralele, se unesc într-un vîrf oval. Foliola, în întregimea ei, prezintă numai o foarte slabă arcuire, dovadă că ea a făcut parte dintr-o frondelă (frunză secundară) cu această alură. Nervura principală este clar trasată, ca o dungă pregnantă, care spre vîrf se termină cu o bifurcare în două filete nervoase, care în apropierea marginii foliolei se rebifurcă. Traseul nervurii principale, cît şi al nervurilor laterale se identifică cu figuraţia dată foliolelor de la această specie de W. u. R. Remy (1959)[2]. Nervurile laterale se pot urmări cu toată claritatea cum se prind oblic pe nervura principală, de unde urmează acelaşi traseu pieziş, cu alura divergentă în evantai; spre periferie, ramificările sînt foarte apropiate, iar în dunga marginii filetele bifurcate au o uşoară aplecare spre bază.

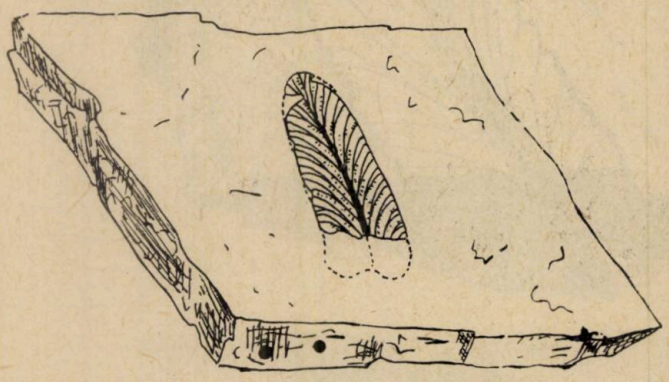


Fig. 7. — *Imparipteris* (*Neuropteris*) *tenuifolia* Schloth.

Dimensiuni: lungimea părţii conservate 12 mm; lăţimea spre bază 6 mm.

---

[1] p. 240, fig. 192.
[2] p. 172, fig. 47.

În zona apuseană a Europei, specia este cunoscută din westphalianul cel mai superior; la noi este citată din stephanianul de la Coșarnița — zona Svinița (Gr. Răileanu, 1953).

Linopteris neuropteroides Guttb.

(fig. 8 *a* și *b*)

Cele două foliole pe care le avem în colecție sînt ușor îndoite, sub formă de coasă, asemănătoare cu cele de la *Neuropteris gigantea*, de care însă se disting prin rețeaua în ochiuri a filetelor laterale, care, mai ales spre jumătatea periferică a foliolelor, țes o rețea deasă de ochiuri; astfel de ochiuri nu lipsesc nici în jumătatea dinspre axul foliolei, dar sînt ceva mai mari și mai rare.

Nervura principală are un traseu mai bine distinct pe partea inferioară a foliolei și se poate urmări mai ales pe jumătatea ei bazală. Spre vîrf, ea se contopește în plasa generală a nervurilor laterale. Pe partea superioară a foliolei, ea nu apare clar individualizată decît în porțiunea bazală.

Cele două eșantioane au păstrat 33 și respectiv 40 mm din lungimea inițială a pinulei; pentru primul eșantion lățimea la bază este de 12 mm, iar pentru al doilea de 13 mm. Menționăm că cifrele menționate mai sus coincid cu datele de literatură privind mărimile acestei specii.

Linopteris neuropteroides este mult răspîndită în westphalianul superior din Europa occidentală și centrală cît și din stephanianul din Iugoslavia (N. Pontic, 1963). La noi, specia este citată de Al. Semaka din stephanianul de la Secu.

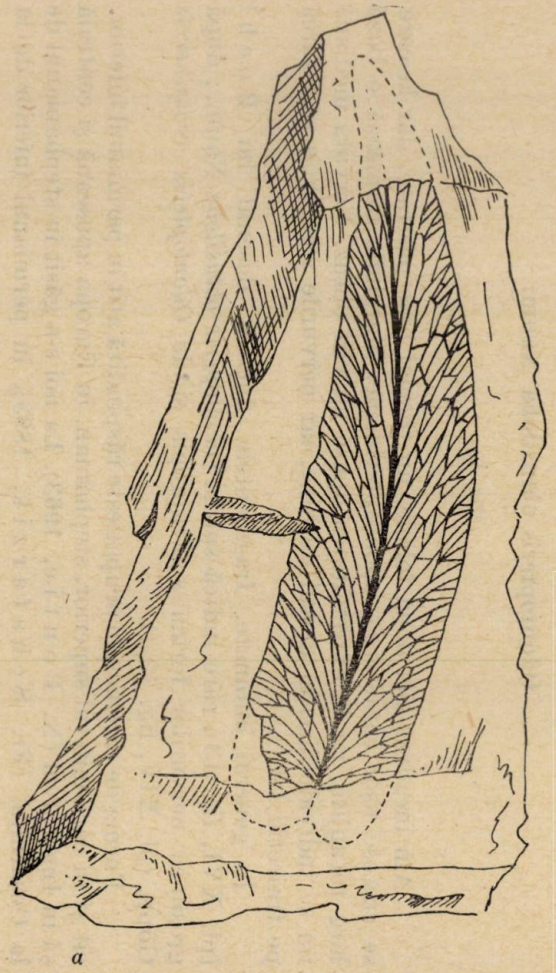
Odontopteris obtusiloba Naum.

(fig. 9)

Am încadrat aici două foliole, nu tocmai bine păstrate, dar la care se cunosc ușor caracterele odontopteridiene. Marginile formează o bază larg rotunjită, iar în extremitatea opusă un vîrf obtuz. Nervura mediană nu se individualizează destul de bine, iar nervurile secundare se bifurcă pe traiectul lor.

În general îmbinate, fragmentele duc la desenul lui Roehl (pl. XVI, fig. 13), care indică specia *Odontoperis obtusiloba* Naum.; după grosimea nervurilor forma s-ar apropia și de *Odontopteris crassinervis* Göpp. (pl. XIV, fig. 12/4).

Forma de care ne-am ocupat este răspîndită atît în permianul inferior, cît și în carboniferul superior, stephanian, în Europa apuseană și centrală și în Iugoslavia (N. Pontic, 1963). La noi s-a găsit în stephanianul de la Coșarnița (Fr. Schafarzik, 1893), în permianul inferior de la



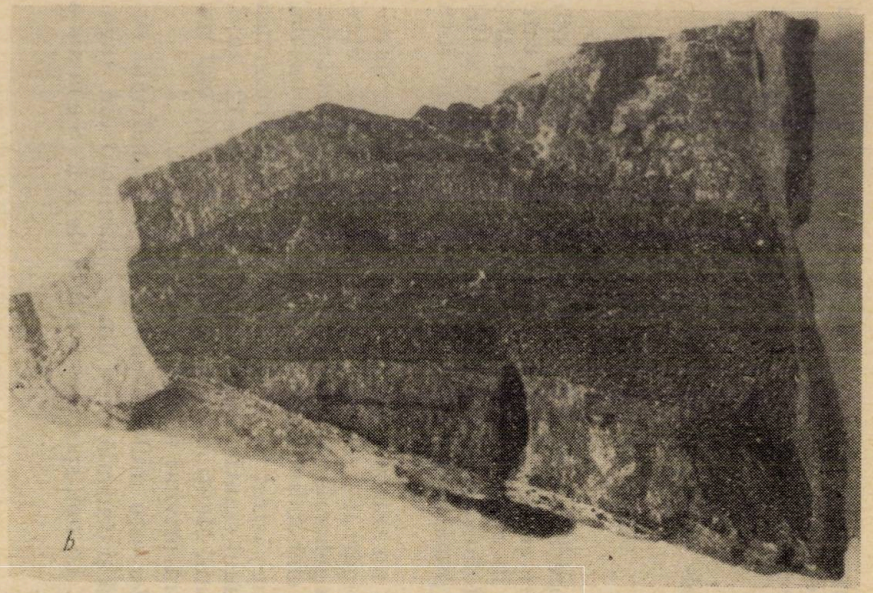


Fig. 8 *a*, *b*. — *Linopteris neuropteroides* Guttb.

Fig. 9. — *Odontopteris obtusiloba* Naum.

Ielișova, Staricea (L. R o t h-T e l e g d i, 1893), în regiunea Lupac, unde a fost găsită de H. H u m m l (citat după S. A t a n a s i u, 1932).

Callipteris conferta Stbg.

(fig. 10)

S-a găsit o porțiune de frondă, de la care s-a păstrat atît tiparul pozitiv, cît și cel negativ.

Foliolele sînt alungite, cu vîrful ușor ovalizat, iar laturile foarte puțin ondulate, fapt ce se observă doar la partea dorsală a foliolei. Baza foliolei este întinsă și alipită de rahisul frondelei — caracter net calipteroid. Nervurile principale ale pinulelor sînt transante pe eșantionul ce poartă impresiunea dorsală. Nervurile secundare apar mai puțin evidente din cauză că în această zonă materialul este ceva mai grosier. Foliola terminală are vîrful mai larg ovalizat decît cele laterale.

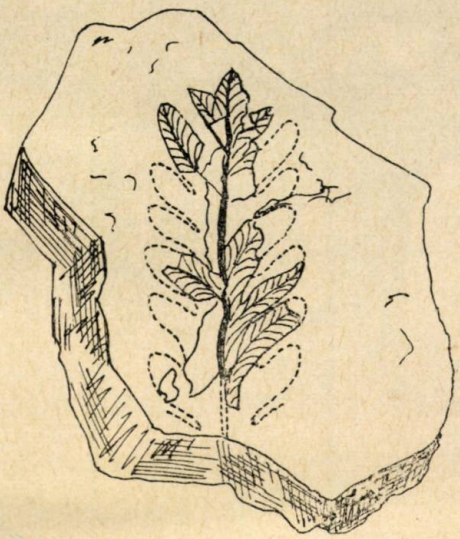


Fig. 10. — *Callipteris conferta* Stbg.

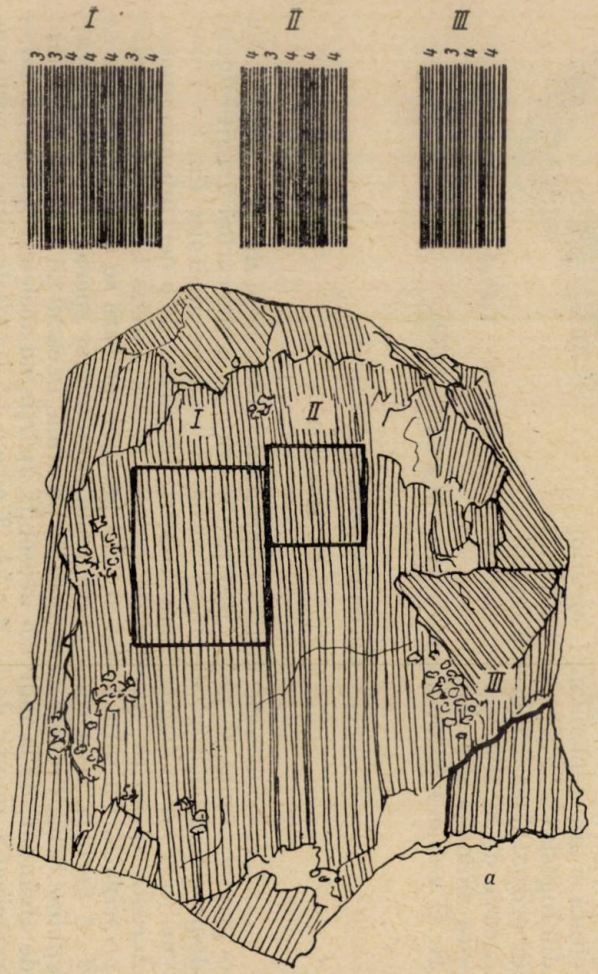
Dimensiuni: lungimea pinulelor circa 10 mm; lățimea în jur de 16 mm.

Calipteris conferta este considerată ca o formă caracteristică pentru permianul inferior, dar este citată și din stephanianul superior din Iugoslavia (N. P a n t i c, 1963) în orizontul cu treceri spre rothliegende de la Mlava Peci. La noi este amintită din zona Reșița de H. H u m m l (citat după S. A t a n a s i u, 1932).

Cordaites principalis Germ.

(fig. 11 *a* și *b*)

Cinci eșantioane poartă impresiuni foliare late, dungate paralel. La o privire atentă se poate distinge o grupare a nervurilor longitudinale, dispuse paralel între ele; este vorba de pachete alcătuite din 3—4 nervuri (mai rar 5) longitudinale, subțiri, despărțite de o nervură mai groasă. Această dispoziție corespunde cu ceea ce s-a descris la specia *Cordaites principalis*. Cu totul izolat se află porțiuni pe care se disting pachete de 2—3 nervuri, ceea ce ar corespunde caracterelor speciei *Cordaites borassifolius* Stbg. Credem că acestea de pe urmă, în cazul de față, sînt variații de amănunt, de la indivizii deosebiți, aparținînd aceleiași specii. *Cordaites principalis*, amintit de L. R o t h T e l e g d i (1893) din șisturile permiene



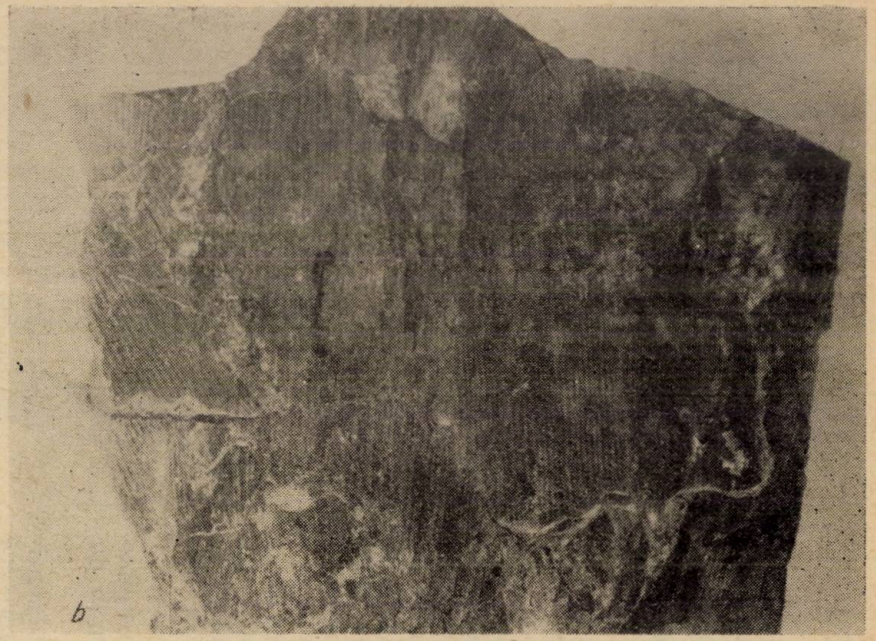


Fig. 11 *a* și *b*. — *Cordaites principalis* Germ. I, II, III, porțiuni mărite.

de pe valea Ielișova, este găsit și în listele lui H. Humml (citat după S. Atanasiu, 1932), dar nu-l dă, în schimb, nici Gr. Răileanu 1953), și nici A. Semaka.

Specia descrisă este foarte frecventă în westphalianul superior și permianul inferior din Europa. *Cordaites borassifolius* este la fel de des întîlnită în Europa, din westphalian pînă în rothliegende.

Frecvența genului *Cordaites* în culcușul descris de la Cucuiova arată evident că acești copaci formau grupări importante în regiune și că o bună parte a lor au intrat în componența zăcămintelor de cărbuni din această zonă, ceea ce indică un peisaj turbos normal.

Rămîne totuși deschisă problema prezenței acestui gen în zona de nord (Secu, Reșița, Anina) unde este citată de H. Humml, dar nu este confirmată de I. Mateescu (1957) și A. Semaka. Prezența și frecvența lui în sud (Svinița) este o confirmare a continuării lui în zona de la sud de Dunăre, la Miroci (Iugoslavia), unde este citat în tot stephanianul (N. Pantie, 1963).

FRUCTIFICAȚII

Pe aceleași gresii fine, albicioase, se văd, aproape la fiecare din eșantioanele colectate, o serie de conformații asemănătoare unor tipuri de fructificații de *Cycadopside*. În cele ce urmează vom insista numai asupra a două tipare păstrate mai bine.

Rhabdocarpus cfr. **spatulathus** Göpp.

Este dovedit printr-un tipar oval, alungit, cu porțiunea centrală ceva mai înaltă. Are o serie de dungi, care spre cele două extremități se îndreaptă divergent, la unul din capete dînd impresia unirii într-o prelungire pedunculară.

Prin forma oval-alungită, prin striațiile ce le prezintă, cît și prin dimensiuni, tiparul se apropie de ceea ce Göppert a determinat sub denumirea de *Rhabdocarpus spatulathus*, de care se distinge, totuși, prin dungile dispuse divergent, deoarece la forma figurată de Göppert ele sînt paralele. De asemenea, tiparul ce-l avem noi nu are prelungirea pedunculară bine conturată.

Forma descrisă se mai cunoaște din permianul de la Neurode și Braunau (Boemia).

Didymotheca sp. Göppert

Cele două proeminențe emisferice ale tiparului sînt prinse una de alta printr-o șănțuire mediană, ușor ondulată. Bombarea în afară a fosilei reprezintă tiparul extern al unei forme capsulare compuse din doi loculi, care în partea pedunculară, indicată prin șanțul de mijloc, se îmbinau prin

arcuiri spre interior, ceea ce ar indica faptul că cele două valve nu erau tocmai emisferice, ci cordiforme.

Prin conformaţie şi dimensiuni, materialul nostru se apropie foarte mult de *Didymotheca cordata* Göpp., însă la exemplarul ce-l posedăm nu se observă nimic din striaţia figurată de Göppert.

Didymotheca cordata se cunoaşte din permianul de la Braunau (Boemia).

CÎTEVA CARACTERISTICI ALE CULCUŞULUI FOSILIFER

Sortînd materialul colectat şi confruntînd notele făcute la faţa locului, putem stabili următoarele caractere ale culcuşului fosilifer :

— toate resturile de plante cuprinse în sedimentele de aici sînt destul de fragmentate ; de aceea nu s-au păstrat unităţi morfologice mari, întregi, ci numai organe mai mărunte (de obicei foliole). Organele mari (tulpini), deşi în număr mare în culcuş, se găsesc doar în fragmente mai mici, cele mai multe indeterminabile ;

— în general aspectul materialului, ce constă din fragmente cam de aceeaşi mărime, indică indubitabil o sortare, care la rîndul ei a implicat un transport de la distanţe nu prea mari ;

— prezenţa unui material ceva mai mare, cum ar fi unele fronde de *Pecopteris pluckeneti*, împatulate în cinerite, arată că ele au fost surprinse probabil pe loc şi apoi cărate cu materialul de împatulare în actualul culcuş.

DATE ASUPRA PALEOASOCIAŢIEI CERCETATE

Gruparea floristică de aici numără 12 specii, în afară de fructificaţii (elemente nesigur determinate).

Dintre acestea, trei fac parte dintre articulate (equisetale), opt aparţin pteridospermeelor (*Pterophyllopsida*) şi una aparţine gimnospermelor (*Coniferopsida*).

Ca atare, toate formele identificate au fost fie copaci, fie tufe ce formau o pădure care prospera într-o zonă mai umedă şi caldă, nu departe de regiuni de ape permanente şi adînci.

Ţinînd seama de succesiunea depozitelor, se pare că pădurea cu pteridospermee (*Pecopteris pluckeneti*) şi calamitale a încheiat asociaţia (cineritele porfirice). Ea a fost precedată de o asociaţie mai variată a copacilor de pteridospermee, neuropteridee, calipteridee şi odontopteridee (gresiile fin albicioase), schimbate alternativ de grupări forestiere mai închegate cu cordaite (şisturile fine negre, în alternanţă, cu gresiile).

În opoziţie cu flora stefaniană de la Secu, mai bine cunoscută (I. Mateescu, 1957), unde lipsesc în general pteridospermeele, aici aceste plante fosile predomină ; la Baia Nouă dominau licopsidele şi articulatele, pteridospermeele fiind pe planul al doilea (I. Mateescu, 1964).

Aceasta ne arată evident că asociaţia de la Baia Nouă era o asociaţie de mlaştină cu ape mai adînci, acea de la Secu de mlaştină scundă, pe

cînd cea de la Cucuiova prospera pe un sol mai umed, poate chiar pe anumite promontorii, de tipul grindurilor.

Reconstituirea de mai sus este dată în lumina unor date generale, bazate pe prezența anumitor grupuri de plante. Dar și spațial putem admite coexistența acestor tipuri în același peisaj paleogeografic: ochiuri de mlaștină adîncă, învecinate cu zone de ape scunde și porțiuni mamelonare mai ridicate, mai puțin umede. Un studiu petrologic al cărbunilor de aici ne-ar aduce probabil mai multe dovezi în ce privește factorii edafici ai acestor locuri din vechile timpuri.

Plantele prezentate mai sus se integrează într-o asociație floristică a zonei Svinița, cu anumite caractere particulare, care se deosebește de aceea a Reșiței, din nord, cu care are însă anumite forme comune. Zona Svinița are forme comune și cu zonele paleofloristice de la sud de Dunăre.

CONCLUZII

La sud-est de Cucuiova — Svinița, într-o serie sedimentară compusă din cinerite porfirice, gresii și șisturi negre, s-au conservat mai multe resturi de plante, din care s-au determinat aici 14 forme. În cadrul acestora, 11 sînt bine conturate, una are indicație generică și două le-am atribuit fructificațiilor.

Neexistînd o listă a florei fosile a Banatului, critic revăzută, nu putem spune care din formele de aici sînt noi pentru această zonă; totuși, din cîte cunoaștem, putem afirma că o specie (*Imparipteris* (*Neuropteris*) *pseudoblisi*) nu o găsim citată pentru Banat, iar trei sînt noi pentru regiunea Svinița.

Ca o notă proprie pentru paleoflora de la Cucuiova subliniem predominanța pteridospermeelor.

Stratigrafic, asociația de plante fosile de aici cuprinde tipuri care caracterizează sfîrșitul stephanianului și începutul permianului.

QUELQUES PLANTES DU STÉPHANIEN SUPÉRIEUR DE SVINIȚA (BANAT)

RÉSUMÉ

L'ouvrage décrit un gisement de plantes fossiles découvert au sud-est de Cucuiova-Svinița (Banat), dans des dépôts sédimentaires constituées de cinérites porphyriques, grès et schistes noirs.

Il s'agit de 14 plantes, dont 11 au contour bien net, 1 à indication générique et 2 fructifications. L'espèce *Imparipteris* (*Neuropteris*) *pseudoblisi* H. Pot n'est pas encore citée au Banat et 3 espèces sont mentionnées pour la première fois dans la région de Svinița.

L'association comporte des particularités — comme, par exemple — la prédominance des ptéridospermées — qui lui imposent des différences parmi les autres associations connues.

Du point de vue stratigraphique ces types de plantes caractérisent la fin du Stéphanien et le commencement du Permien.

BIBLIOGRAFIA

Athanasiu S., (1932), *Curs de geologie stratigrafică*, Bucureşti.

Bertrand P. (1926), *Conférences de Paleobotanique*, Paris.

Boncev E., (1955), *Geologia na Balgaria*, Sofia.

Gothan W. Weyland H. (1964), *Lehrbuch der Paléobotanik*, Berlin.

Mateescu I. (1957), *Studiul petrografic al cărbunilor din bazinele Secu şi Doman*, An. Com. geol., **XXX**.

— (1964), *Studiul asupra metamorfismului cărbunilor de la Baia Nouă, bazat pe considerente petrografice şi chimice*, St. tehn. şi econ., Com. Geol., seria A, 7.

Pantic N. (1963), *Phytostratigraphique des depôts carpato-balkaniques du Dévonien et du Carbonifère (Serbie Orientale)*, Com. Sc. II. Sect. Stratigr. Assoc. Géol. Carp.-Balkan., V. Congrès 1961, Bucureşti.

Răileanu Gr. (1953), *Cercetări geologice în regiunea Sviniţa — Faţa Mare*, Bul. şt. Acad. R.P.R., **V**, *2*.

Remy W. u. R. (1959), *Pflanzenfossilien*, Berlin.

Roth Telegdi L. (1893), *Der Abschnitt des Krasso-Szörenyer Gebirges langs der Donau, in der Umgebung des Jelisova und Staristye Thales*, Jahresb. ung. geol. Anst., 1892, Budapesta.

Schafarzik Fr. (1893), *Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Eibenthal Ujbanya-tiszovicza und Svinyicza*, Jahresb. ung. geol. Anst., 1892, Budapesta.

Schimper W. Ph., (1869), *Traité de Paléontologie végétale*, **I**, Paris.

Primit în redacţie
la 20 octombrie 1965

ORIZONTARE LITOLOGICĂ ȘI LITOGENEZĂ ÎN FORMAȚIUNEA DE SCHELA, DE LA SCHELA

DE

C. DRĂGHICI și M. BOICIUC

55 (05)

Formațiunea de Schela, de la Schela, a stat în repetate rînduri în atenția a numeroși cercetători, în decursul ultimelor opt decenii. Lucrările în care se fac mențiuni sau se prezintă diverse aspecte legate de geologia formațiunii de Schela sînt amintite de G. Manolescu (1932, 1937), V. Mutihac (1964) și C. Drăghici și colab. (1967*a*, 1967*b*). L. Mrazec (1895, 1898) a arătat că formațiunea de Schela este constituită din conglomerate, gresii, șisturi cuarțitice, șisturi grafitoase, șisturi argiloase și cărbuni, care au fost afectate de un proces avansat de dinamometamorfism, apărînd astfel foarte tectonizate. G. Manolescu (1937) a completat imaginea acestor aspecte cu mențiunea că, datorită acțiunilor mecanice, alternanțele de șisturi filitoase cu șisturi grafitoase-cărbunoase și gresii au fost dislocate, cutate și frămîntate. Noi am confirmat aspectele de mai sus (1967*a*), punîndu-le în special pe seama presiunilor care au avut loc în timpul procesului de încălecare al maselor granitice peste formațiunea de Schela, foarte evidentă între valea Șușița și valea Viezuroiu.

La prima vedere, depozitele slab metamorfozate ale formațiunii de Schela lasă impresia unor stive de roci foarte frămîntate, mai ales în zonele în care predomină șisturile filito-grafitoase cu intercalații de cuarțite. Prima încercare de orizontare a formațiunii de Schela, din valea Schela (zona minelor Dîlma și Padini), revine lui E. Bărbulescu[1], care a prezentat următoarea succesiune : în bază orizontul gresiilor microconglomeratice, urmat de orizontul argilelor refractare, cu două nivele de antracit, și de orizontul gresiilor cuarțitice la partea superioară. Această orizontare a fost adoptată și de Gr. Răileanu și colab. (1963).

Pe baza rezultatelor obținute cu primele foraje executate de Comitetul de Stat al Geologiei, I. Șerbănescu (1965) a adus completări substanțiale succesiunii anterioare, pe care o extinde pînă la valea

[1] E. Bărbulescu (1961), *Raport geologic minier cu situația rezervelor de antracit de la sectorul Schela*, Arh. Com. Stat Geol.

Viezuroiului[2]: orizontul inferior de 160—200 m grosime, predominant grezos, orizontul mediu de 80—150 m grosime, predominant filitos, cu două strate de cărbune, şi orizontul superior de 350 m grosime, cu caracter grezos.

Într-o lucrare anterioară (1967*a*) am preconizat existenţa unui orizont conglomeratic cu caracter discontinuu în baza formaţiunii de Schela şi a unui orizont argilos cu intercalaţii grezoase la partea superioară, în care se găsesc mai multe nivele de antracit. În legătură cu pachetele de roci argiloase cu lentile de antracit am arătat (1967*b*) prezenţa unor procese accentuate de curgere şi laminare datorită competenţei diferite a acestor şisturi în contrast cu aceea a cuarţitelor, manifestată în timpul proceselor dinamice.

O altă încercare de orizontare, de data aceasta stratigrafică, aparţine lui A. Semaka[3], care, aşa cum „a putut înţelege" din datele pe care le deţine, prezintă următoarea succesiune (de jos în sus):

— un pachet gros de circa 100 m format din roci pelitice, din care printr-un slab metamorfism au rezultat şisturile cu cloritoid şi şisturile grafitoase uşor grezoase de vîrstă carbonifer superior;

— un pachet gros de 75 m, la Vaidei, constituit din gresii, gresii conglomeratice, argile şistoase, care litofacial se aseamănă cu „verrucano" din Banat;

— un pachet de calcare negre (cu relaţii indescifrabile), gros de 20—25 m, probabil triasice;

— un pachet de 100 m, constituit dintr-o succesiune foarte confuză de şisturi argiloase, argile filitoase, argile refractare, filite, argile arcoziene, antracite lenticulare, care aparţin liasicului şi care uneori apar mult mai groase — peste 300 m, prin dedublare sau triplare de natură tectonică.

★

I. ORIZONTARE LITOLOGICĂ

Executarea unui număr însemnat de foraje pentru cercetarea zăcămintelor de antracit şi şisturi pirofilitice în zona de maximă dezvoltare a formaţiunii de Schela, între văile Viezuroiului şi Susiţei, ne-a obligat să aprofundăm problema corelării nivelelor de antracit şi implicit să ajungem la corelarea unor pachete de roci pe profilele de foraj[4]. Această orizontare nu a răspuns în totalitate la problemele de litogeneză şi de stratigrafie pe care le ridică formaţiunea de Schela. În vederea clarificării acestor aspecte am adîncit studiul succesiunii litologice din formaţiunea de Schela pe materialul rezultat din foraje.

---

[2] Au fost folosite datele din rapoartele Comitetului de Stat al Geologiei întocmite de: M. Biloiu (1965), *Raport geologic cu situaţia rezervelor de argile refractare determinate prin lucrări de prospecţiuni şi explorări cu sondaje şi galerii executate la Viezuroiu — Schela*; M. Boiciuc (1966), *Raport geologic cu situaţia rezervelor de şisturi pirofilitice refractare şi antracit determinate prin lucrări de prospecţiuni şi explorări executate la Viezuroiu — Schela.*

[3] Semaka A. (1965), *Studiul paleobotanic al depozitelor jurasice de pe rama sudică a Carpaţilor Meridionali*, Arh. Com. Stat Geol.

[4] Boiciuc M. (1967), *Raport geologic cu situaţia rezervelor de antracit şi şisturi pirofilitice refractare determinate prin sondaje şi lucrări miniere executate la Schela — Viezuroiu.* Arh. Com. Stat. Geol.

Ţinînd seamă de alternanţele foarte frecvente, foarte neregulate şi inconstante ale rocilor din carotele extrase din foraje, realizarea unei corelări a acestora între forajele de pe acelaşi profil a necesitat o analiză minuţioasă. În urma acestei analize s-a ajuns la concluzia că nu este posibilă o corelare decît pe pachete de roci, în care predomină unul dintre litotipurile componente. În acest sens, diferitele varietăţi litologice au fost repartizate la patru litotipuri principale ; cuarţite, şisturi grafitoase, şisturi pirofilitice şi cărbune. În grupa „cuarţite", am încadrat tipurile predominant cuarţoase, compacte, foarte dure, fine pînă la grosier granulare şi tipurile conglomeratice. În grupa „şisturi grafitoase" am înglobat şisturile grafitoase-cuarţoase, şisturile sericito-grafitoase-cuarţoase, care au în general culori negricioase şi prezintă o stratificaţie pronunţată. În grupa „şisturi pirofilitice" am inclus trei varietăţi ; şisturi pirofilitice cenuşii-negricioase, stratificate, unsuroase, cu aspect compact, şisturi filito-argiloase cu pirofilit, cenuşii pînă la negricioase cu aspect satinat, imbricate, încreţite, plastice, şi şisturi argiloase-filitoase pirofilitice-cărbunoase, mai plastice, foarte frămîntate. În grupa „cărbuni" am inclus antracitul şi amestecul tectonic de antracit şi argilă.

În funcţie de frecvenţa acestor grupe de roci pe anumite tronsoane, de factorii naturali care au participat la formarea depozitelor iniţiale şi de factorii care au luat parte la modificările survenite după procesul de sedimentare, s-au delimitat o serie de pachete de roci pe coloanele litologice. Delimitarea pachetelor de roci s-a făcut pe baza unui calcul statistic, din care au rezultat proporţiile în care participă fiecare litotip, cel mai frecvent imprimînd caracterul fiecărui pachet. Pentru a ajunge la obţinerea unor rezultate concludente privind corelarea acestor pachete de roci s-au ales două profile transversale pe structură[5]. Corelarea s-a făcut începînd de la fundamentul granitic către suprafaţă. S-au corelat între două foraje pachete de roci care au avut în constituţia lor aceleaşi raporturi cantitative între tipurile litologice. Această corelare a fost posibilă în procent de 65%. În restul de 35%, fie că au existat variaţii litologice normale cu treceri laterale de facies (27%), care au schimbat ordinea succesiunii rocilor, fie că variaţiile au fost mai accentuate sau au intervenit perturbări legate de alţi factori (8%). Pe lîngă proporţia în care a participat fiecare din cele patru grupe de roci, la delimitarea şi corelarea pachetelor s-a mai ţinut seamă şi de existenţa unor litotipuri caracteristice : antracit, şisturi pirofilitice, conglomerate sernifitice etc.

Din cele două tabele şi din profile (fig. 1 şi 2) rezultă următoarele : pe profilul estic (fig. 1 şi tabelul nr. 1) s-au separat 23 de pachete de roci cu litologie caracteristică, cu grosimi foarte neuniforme şi cu posibilitatea de continuitate a pachetelor în toate forajele în proporţie de 87%. Pe profilul vestic (fig. 2 şi tabelul nr. 2) s-au separat 30 de pachete, cu posibilităţi de continuitate în proporţie de 80%. Corelarea pe direcţie s-a făcut pe aceleaşi criterii, folosindu-se în schimb şi forajele situate în afară şi între profilele transversale (fig. 3).

---

[5] Profilul A transversal s-a construit prin forajele 30 002/2, 30 017/19, 30 014/15 şi 30 018/25. Profilul B transversal s-a construit prin forajele 30 025/119, 30 028/76, 30 024/16, 30 026/58 şi 30 036/51. Profilul C direcţional s-a construit prin forajele 30 026, 30 004, 30 011, 30 014, 30 001 şi 30 012.

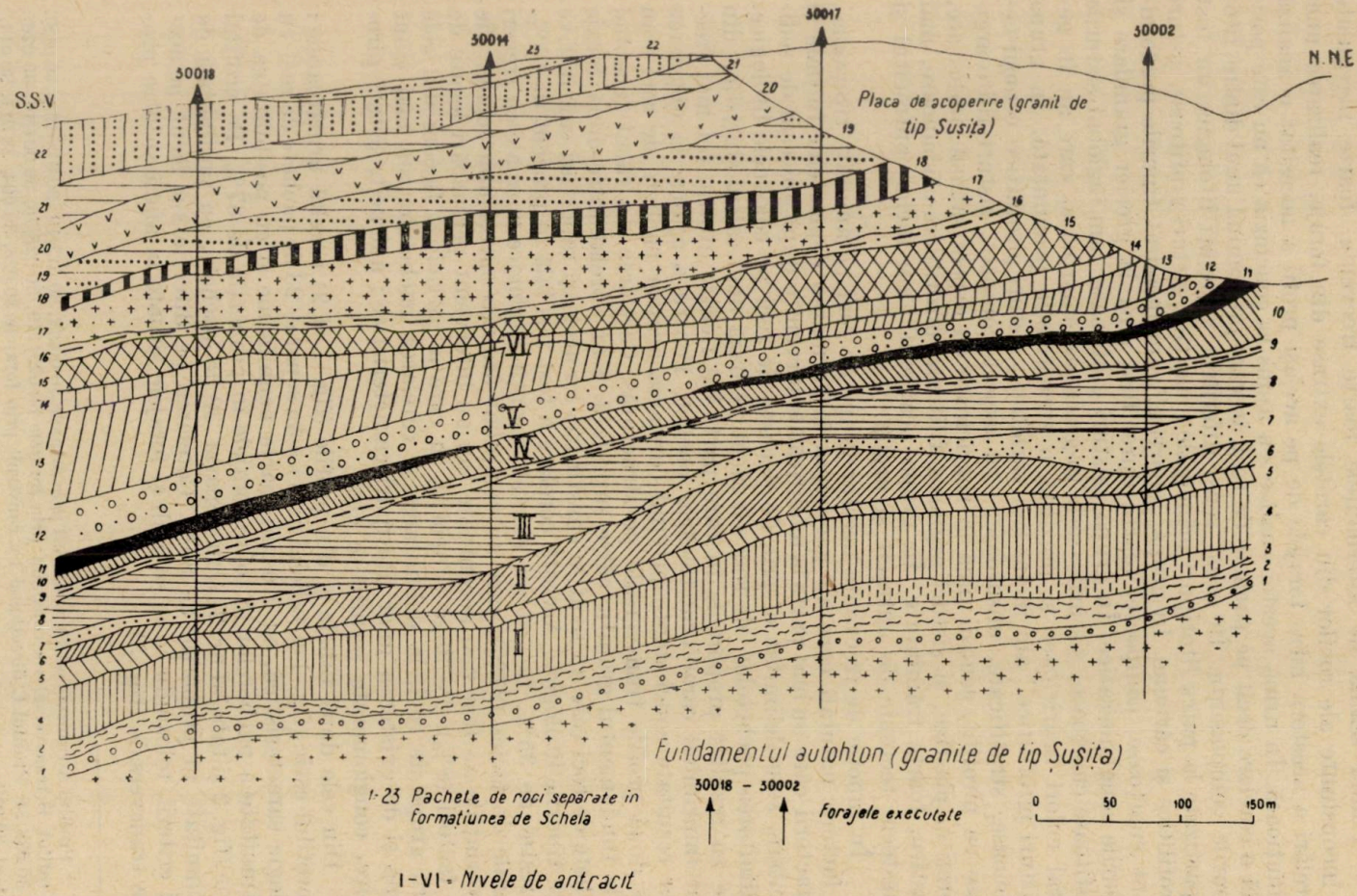


Fig. 1. — Profilul litologic A, transversal, în partea de est a bazinului cu antracit de la Şchela — Viezuroi,

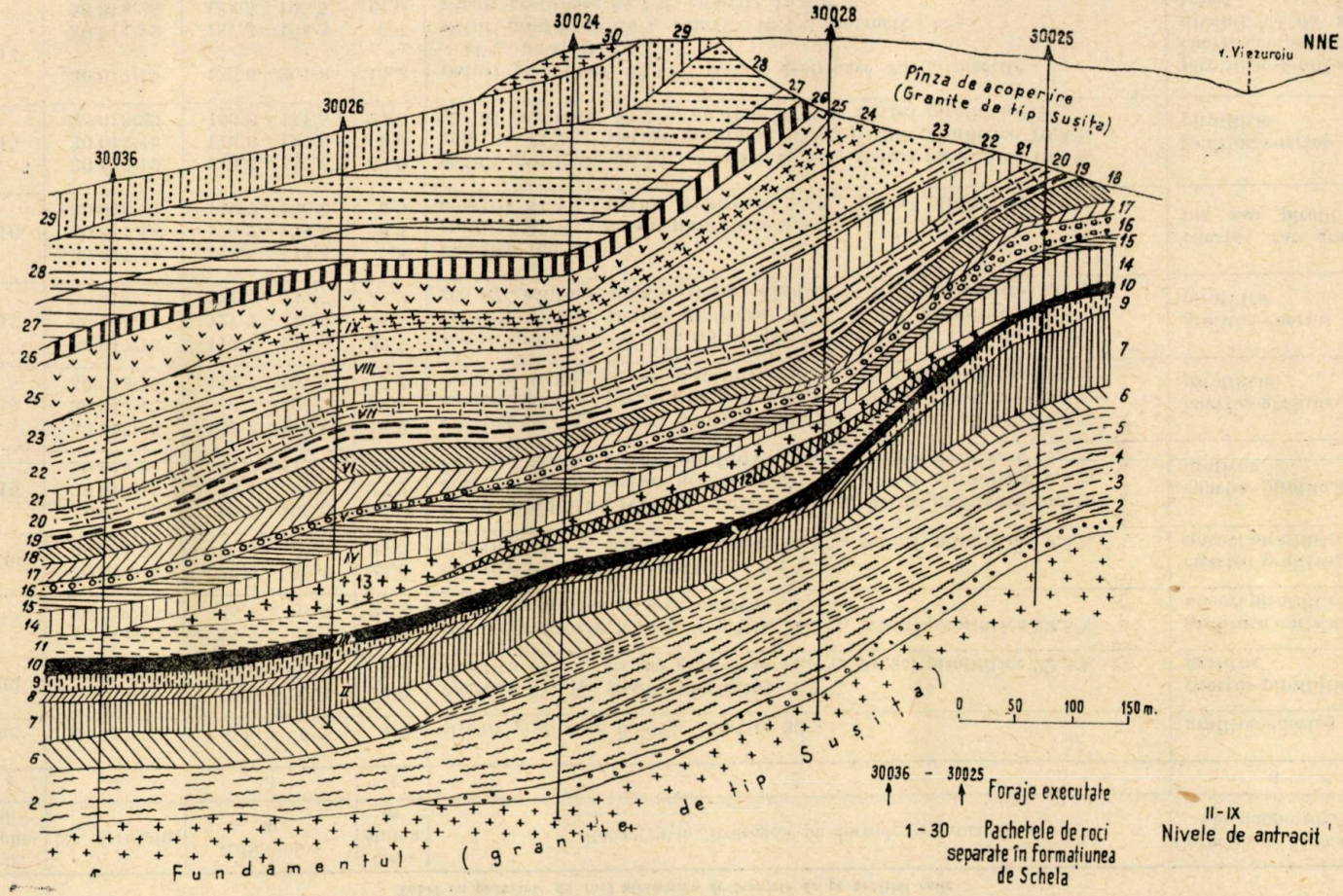


Fig. 2. — Profilul litologic B, transversal, în partea de vest a bazinului cu antracit de la Schela — Viezuroi.

Tabelul, nr. 1

Tabel cu pachetele de roci străbătute de forajele de pe profilul estic

Nr. pachetului	Nr. forajului	Adîncimea m	Grosimea m	Constituţia litologică pe foraje, în procente	Caracterele litologice ale pachetului
1	2	3	4	5	6
23	30 014/15	0,0— 9,3	9,3	şisturi grafitoase 80,0%, cuarţite 20%	grafitos-cuarţos
22	30 014/15	9,3— 32,2	22,9	cuarţite 92,1%, şisturi pirofilitice 7,9%	cuarţos-pirofilitic-grafitos
	30 018/25	0,0— 35,7	35,7	cuarţite 44,2%, şisturi grafitoase 37,5%, şisturi pirofilitice 22,3%	
21	30 014/15	32,2— 46,5	14,3	şisturi grafitoase 53,8%, cuarţite 23,7%, şisturi pirofilitice 22,5%	grafitos-cuarţitic, uneori pirofilitic
	30 018/25	35,7— 61,5	24,8	şisturi grafitoase 63,8%, cuarţite 36,2%	
20	30 014/15	46,5— 72,1	25,6	cuarţite 94,9, şisturi grafitoase 5,1%	cuarţos-grafitos, uneori pirofilitic
	30 018/25	61,5— 87,0	25,5	cuarţite 57,2%, şisturi grafitoase 33,3%, şisturi pirofilitice 9,5%	
19	30 017/19	62,5—102,3	39,8	şisturi pirofilitice 65,3%, cuarţite 20,4%, şisturi grafitoase 14,3%	cuarţos-pirofilitic-grafitos
	30 014/15	72,1— 99,3	27,2	cuarţite 70,2%, şisturi grafitoase 20,6%, şisturi pirofilitice 9,2%	
	30 018/25	87,0—111,7	24,7	cuarţite 41,7%, şisturi pirofilitice 35,2%, şisturi grafitoase 13,1%	
18	30 017/19	102,3—119,1	16,8	cuarţite 58,9%, şisturi grafitoase 36,3%, şisturi pirofilitice 4,8%	cuarţos-grafitos-pirofilitic
	30 014/15	99,3—121,7	22,4	cuarţite 57,7%, şisturi grafitoase 40,6%, şisturi pirofilitice 5,7%	
	30 018/25	111,7—121,5	9,8	cuarţite 49,0%, şisturi pirofilitice 40,8%, şisturi grafitoase 10,2%	
17	30 017/19	119,1—142,8	23,7	şisturi grafitoase 52,7%, şisturi pirofilitice 26,6%, cuarţite 20,7%	grafitos-cuarţos pirofilitic
	30 014/15	121,7—170,2	48,5	cuarţite 37,7%, şisturi grafitoase 33%, şisturi pirofilitice 29,3%	
	30 018/25	121,5—149,7	28,2	şisturi grafitoase 68,8%, şisturi pirofilitice 22,6%, cuarţite 8,6%	
16	30 017/19	142,8—148,6	5,8	cuarţite 100%	cuarţos rar grafitos sau pirofilitic
	30 014/15	170,2—178,6	8,4	cuarţite 97,7%, şisturi pirofilitice 2,3%	
	30 018/25	149,7—156,6	6,9	cuarţite 84,4%, şisturi grafitoase 8,6%, şisturi pirofilitice 7,2%	
15	30 017/19	148,6—186,6	38,0	şisturi grafitoase 62,7%, cuarţite 27,2%, şisturi pirofilitice 10,1%	grafitos-cuarţos-pirofilitic
	30 014/15	178,6—187,6	8,9	cuarţite 43,2%, şisturi grafitoase 37%, şisturi pirofilitice 19,8%	
	30 018/25	156,6—181,5	24,9	şisturi grafitoase 50,2%, cuarţite 47,8%, şisturi pirofilitice 2%	
14	30 017/19	186,6—201,8	15,2	şisturi pirofilitice 62,1%, şisturi grafitoase 23%, cuarţite 11%, antracit 3,1%	pirofilitic-grafitos-cuarţos cu antracit, nivelul VI de antracit
	30 014/15	187,6—194,3	6,7	şisturi pirofilitice 88%, cuarţite 10,4%, antracit 1,6%	
	30 018/25	181,5—195,5	14,0	şisturi grafitoase 84,2%, cuarţite 15,8%	

1	2	3	4	5	6
13	30 002/2	136,5—158,3	21,8	cuarţite 100%	cuarţos-grafitos-pirofilitic
	30 017/19	201,8—209,8	8	şisturi grafitoase 46,9%, cuarţite 28,1%, şisturi pirofilitice 25%	
	30 014/15	194,3—220,0	25,7	cuarţite 59,5%, şisturi grafitoase 38,5%, şisturi pirofilitice 2,0%	
	30 018/25	195,5—256,3	60,8	cuarţite 61,3%, şisturi grafitoase 32,8%, şisturi pirofilitice 5,9%	
12	30 002/2	158,3—179,5	21,2	şisturi pirofilitice 44,8%, şisturi grafitoase 42,7%, cuarţite 12,5%	pirofilitic-grafitos-cuarţos cu antracit, nivelul V de antracit
	30 017/19	209,8—226,2	16,4	şisturi pirofilitice 62,8%, şisturi grafitoase 28%, cuarţite 9,2%	
	30 014/15	220,0—260,0	40,0	şisturi grafitoase 77,5%, şisturi pirofilitice 9,2%, cuarţite 13,2%, antracit 0,3%	
	30 018/25	256,3—292,3	36,0	cuarţite 52,7%, şisturi grafitoase 44,2%, şisturi pirofilitice 0,7%, antracit	
11	30 002/2	179,5—184,8	5,3	cuarţite 100%	cuarţos-grafitos-pirofilitic
	30 017/19	226,2—232,7	6,5	cuarţite 45,3%, şisturi grafitoase 42,3%, şisturi pirofilitice 12,4%	
	30 014/15	— —	—	lipseşte	
	30 018/25	292,3—302,0	9,7	cuarţite 88,1%, şisturi grafitoase 11,9%	
10	30 002/2	184,8—207,7	22,9	şisturi grafitoase 64,3%, şisturi pirofilitice 20%, cuarţite 15,7%	pirofilitic-grafitos-cuarţos cu antracit, nivelul IV de antracit
	30 017/19	232,7—244,1	13,4	şisturi pirofilitice 61,2%, cuarţite 20,9%, şisturi grafitoase 17,9%	
	30 014/15	260,0—283,2	23,2	şisturi pirofilitice 50%, şisturi grafitoase 50%	
	30 018/25	302,0—316,3	14,2	şisturi pirofilitice 62,3%, cuarţite 24,7%, şisturi grafitoase 9,8%, antracit 3,2%	
9	30 002/2	207,7—214,4	6,7	cuarţite 60%, şisturi grafitoase 40%	cuarţos-grafitos
	30 017/19	244,1—248,5	4,3	cuarţite 58%, şisturi grafitoase 20,9%, şisturi pirofilitice 21%	
	30 014/15	283,2—288,7	5,5	cuarţite 76,3%, şisturi grafitoase 23,7%	
	30 018/25	316,3—321,2	4,9	cuarţite 100%	
8	30 002/2	214,4—255,6	41,2	şisturi pirofilitice 83,8%, cuarţite 12,8%, şisturi grafitoase 3,4%	pirofilitic-grafitos-cuarţos cu antracit, nivelul III de antracit
	30 017/19	248,5—274,5	26,0	şisturi pirofilitice 70,4%, şisturi grafitoase 22,3%, cuarţite 7,3%	
	30 014/15	288,7—352,5	64,8	şisturi pirofilitice 48%, şisturi grafitoase 23,1%, cuarţite 17,3%, antracit 11,6%	
	30 018/25	321,2—351,3	30,1	şisturi pirofilitice 82,2%, cuarţite 14,0%, şisturi grafitoase 2,1%, antracit 1,6%	
7	30 002/2	255,6—285,6	30,0	şisturi grafitoase 52,4%, cuarţite 44,6% şisturi, pirofilitice 3%	cuarţos-grafitos-pirofilitic
	30 017/19	274,5—285,3	10,8	cuarţite 52,8%, şisturi grafitoase 31,5%, şisturi pirofilitice 15,7%	
	30 014/15	— —		lipseşte	
	30 018/25	351,3—359,6	7,9	cuarţite 76%, şisturi grafitoase 22,1%, şisturi pirofilitice 1,9%	

Tabelul 1 (continuare)

Nr. pachetului	Nr. forajului	Adîncimea m	Grosimea m	Constituţia litologică pe foraje, în procente	Caracterele litologice ale pachetului
1	2	3	4	5	6
6	30 002/2	285,6—300,8	15,2	şisturi pirofilitice 76,8%, cuarţite 18,4%, şisturi grafitoase 4,8%	pirofilitic-grafitos-cuarţos cu antracit; nivelul II de antracit
	30 017/19	285,3—325,4	40,1	şisturi grafitoase 42,8, şisturi pirofilitice 36,7%, cuarţite 20,3%, antracit 0,2%	
	30 014/15	352,5—368,8	16,3	şisturi grafitoase 50,8%, şisturi pirofilitice 28,2%, cuarţite 20,3%, antracit 0,2%	
	30 018/25	359,6—370,6	11,0	şisturi pirofilitice 48,6%, şisturi grafitoase 37,2%, cuarţite 14,2%	
5	30 002/2	300,8—304,5	3,7	cuarţite 57,3%, şisturi grafitoase 42,7%	cuarţos-grafitos
	30 017/19	325,4—334,8	9,4	cuarţite 78,8%, şisturi grafitoase 21,2%	
	30 014/15	368,8—387,2	18,4	cuarţite 50%, şisturi grafitoase 30%, şisturi pirofilitice 20%	
	30 018/25	370,6—379,0	8,4	cuarţite 84,%, şisturi grafitoase 16%	
4	30 002/2	304,5—353,4	48,9	şisturi pirofilitice 45,2%, şisturi grafitoase 36,6%, cuarţite 17,1%, antracit 1,0%	pirofilitic-grafitos-cuarţos cu antracit, nivelul I de antracit
	40 017/19	334,8—383,4	48,6	şisturi pirofilitice 45,4%, şisturi grafitoase 44,2%, cuarţite 8,7%, antracit 1,7%	
	30 014/15	387,2—430,1	42,9	şisturi pirofilitice 51,2, şisturi grafitoase 34,6%, cuarţite 14%, antracit 0,2%	
	30 018/25	379,0—420,2	41,2	şisturi pirofilitice 59,2%, şisturi grafitoase 22,4%, cuarţite 13,7%, antracit 4,8%	
3	30 002/2	353,4—361,4	8,0	cuarţite 78,7, şisturi grafitoase 15,0%, şisturi pirofilitice 6,3%	cuarţos-grafitos-pirofilitic
	30 017/19	383,4—388,9	5,5	cuarţite 72,7%, şisturi grafitoase 25,4%, şisturi pirofilitice 1,9%	
	30 014/15	— —		lipseşte	
	30 018/25	— —		lipseşte	
2	30 002/2	361,4—382,1	20,7	şisturi grafitoase 62,8%, cuarţite 31,8%, şisturi pirofilitice 5,4%	grafitos-cuarţos-pirofilitic
	30 017/19	388,9—409,6	20,7	şisturi grafitoase 61,1%, cuarţite 22,2%, şisturi pirofilitice 16,7%	
	30 014/15	430,1—442,0	12,10	şisturi grafitoase 74,8%, cuarţite 25,6%	
	30 018/25	420,2—429,7	9,5	şisturi pirofilitice 56,1%, şisturi grafitoase 23,9%, cuarţite 20,0%	
1	30 002/2	382,1—392,5	10,4		cuarţos-grafitos
	30 017/19	409,6—425,8	16,2	cuarţite 78,7%, şisturi grafitoase 21,3%	
	30 014/15	442,0—455,8	13,8	cuarţite 79,7%, şisturi grafitoase 20,3%	
	30 018/25	429,7—439,1	9,4	cuarţite 84%, şisturi grafitoase 16%	

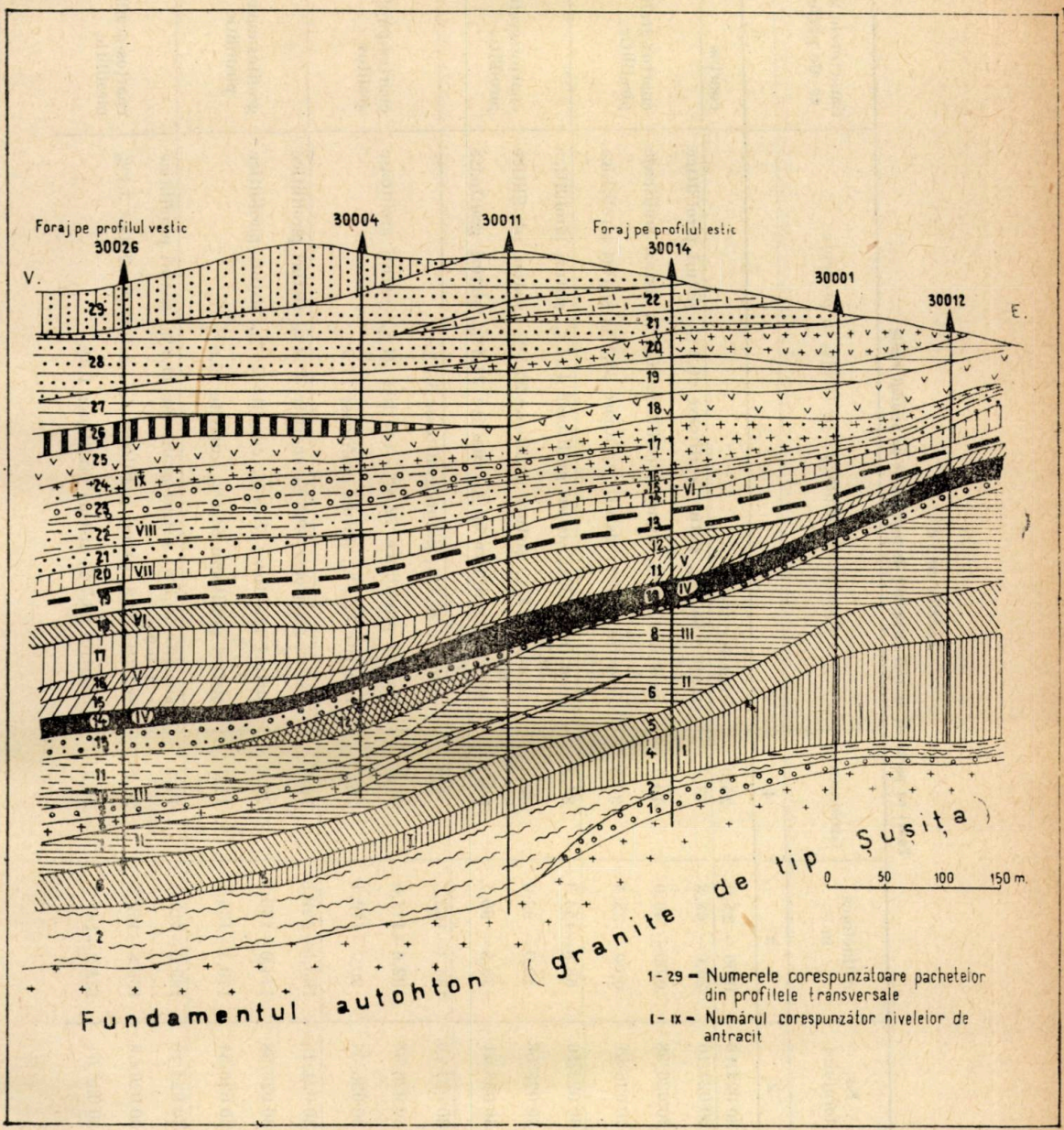


Fig. 3. — Profilul litologic C, direcţional, în bazinul cu antracit de la Schela — Viezuroi.

Tabelul nr. 2

Tabel cu pachetele de roci străbătute de forajele de pe profilul vestic

Nr. pachetului	Nr. forajului	Adîncimea m	Grosimea m	Constituţia litologică pe foraje, în procente	Caracterele litologice ale pachetului
1	2	3	4	5	6
30	30 024/16	0,00— 25,0	25,0	cuarţite 100%	cuarţos
29	30 024/16	25,0— 68,8	43,8	cuarţite 58,9%, şisturi grafitoase 40,4%, şisturi pirofilitice 0,7%	cuarţos-grafitos-pirofilitic
	30 026/58	0,00— 40,0	40,0	cuarţite 73,7%, şisturi pirofilitice 16,8%, şisturi grafitoase 9,5%	
	30 036/51	0,00— 35,5	35,5	cuarţite 65,9%, şisturi grafitoase 28,1%, şisturi pirofilitice 6%	
28	30 024/16	68,8—154,3	84,5	cuarţite 47,9%, şisturi grafitoase 41,4%, şisturi pirofilitice 10,7%	cuarţos-grafitos-pirofilitic
	30 026/58	40,0— 92,6	52,6	cuarţite 68%, şisturi grafitoase 25,5%, şisturi pirofilitice 6,5%	
	30 036/51	35,5— 90,7	55,2	şisturi pirofilitice 55%, cuarţite 24,4%, şisturi grafitoase 20,6%	
27	30 024/16	154,3—163,5	9,2	cuarţite 96,7%, şisturi grafitoase 3,3%	cuarţos-pirofilitic-grafitos
	30 026/58	92,6—114,0	21,4	şisturi pirofilitice 72,8%, cuarţite 21%, şisturi grafitoase 6,2%	
	30 036/51	90,7—119,4	28,7	cuarţite 82,5%, şisturi grafitoase 17,5%	
26	30 024/16	163,5—199,6	36,0	şisturi grafitoase 39,8%, cuarţite 37,2%, şisturi pirofilitice 23%	grafitos-cuarţos-pirofilitic
	30 026/58	114,0—135,8	21,8	şisturi grafitoase 71,5%, cuarţite 25%, şisturi pirofilitice 3,5%	
	30 036/51	119,4—135,7	16,3	şisturi grafitoase 64,4%, cuarţite 35,6%	
25	30 024/16	199,6—219,0	19,4	cuarţite 76,2%, şisturi grafitoase 11,9%, şisturi pirofilitice 119,9%	cuarţos-grafitos-pirofilitic
	30 026/58	135,8—162,7	26,9	cuarţite 28,8, şisturi grafitoase 8,1, şisturi pirofilitice 3,1%	
	30 036/51	135,7—187,0	51,3	cuarţite 98,7%, şisturi grafitoase 1,3%	

1	2	3	4	5	6
24	30 028/76	46,2—110,1	63,8	şisturi pirofilitice 69,2%, cuarţite 18,8%, şisturi grafitoase 12%	grafitos-pirofilitic-cuarţos cu antracit, nivelul IX de antracit
	30 024/16	219,0—245,5	26,5	şisturi grafitoase 41,6%, şisturi pirofilitice 36%, antracit 21,5%, cuarţite 0,9%	
	30 026/58	162,7—176,6	13,9	şisturi grafitoase 71,9%, cuarţite 24,8%, antracit 1,8%, şisturi pirofilitice 1,5%	
	30 036/51	— —	—	lipseşte	
23	30 028/76	110,1—161,9	51,7	cuarţite 58%, şisturi grafitoase 25,4%, şisturi pirofilitice 16,6%	cuarţos-grafitos-pirofilitic
	30 024/16	245,5—259,8	14,3	cuarţite 68,5%, şisturi grafitoase 26,5%, şisturi pirofilitice 5%	
	30 026/58	176,6—200,8	24,2	şisturi grafitoase 98%, cuarţite 2%	
	30 036/51	187,0—215,1	28,1	şisturi grafitoase 57,2%, cuarţite 40,5%, şisturi pirofilitice 2,2%	
22	30 028/16	161,9—165,7	3,8	şisturi pirofilitice 71%, şisturi grafitoase 29%	pirofilitic-grafitos cu antracit, nivelul VIII de antracit
	30 024/16	259,8—226,6	26,8	şisturi pirofilitice 57,8%, şisturi grafitoase 8,2%, antracit 13,6%, cuarţite 10,4%	
	30 026/58	200,8—225,8	25,0	antracit 40 ,4%, şisturi pirofilitice 39,2%, şisturi grafitoase 20,4%	
	30 036/51	215,1—260,5	45,4	şisturi grafitoase 79,7%, şisturi pirofilitice 10,7%, cuarţite 9%, antracit 0,6%	
21	30 028/76	165,7—217,7	52,0	cuarţite 64,5%, şisturi grafitoase 33,0%, şisturi pirofilitice 2,5%	cuarţitos-grafitos uneori pirofilitic
	30 024/16	226,6—306,0	19,4	şisturi grafitoase 67,6%, cuarţite 24,2%, şisturi pirofilitice 8,2%	
	30 026/58	225,8—239,5	13,7	cuarţite 86,8%, şisturi grafitoase 13,3%	
	30 036/51	260,5—270,1	9,6	şisturi grafitoase 63,5%, cuarţite 36,5%	
20	30 025/119	90,2—105,5	15,3	şisturi pirofilitice 80%, antracit 13%, cuarţite 5,8%, şisturi grafitoase 1,2%	profilitic-antracitos-cuarţos, nivelul VII de antracit
	30 028/76	217,7—259,2	41,5	şisturi pirofilitice 59,0%, şi şisturi grafitoase 26,55%, cuarţite 11,3%, antracit 3,2%	
	30 024/16	306,0—320,0	14,0	şisturi pirofilitice 91,9%, şisturi grafitoase 7,1%, cuarţite 1%	
	30 026/58	239,5—258,0	18,5	antracit 58,3%, cuarţite 18,5%, şisturi pirofilitice 12,4%, şisturi grafitoase 12,8%	
	30 036/51	270,1—296,0	25,8	şisturi pirofilitice 60,9%, şisturi grafitoase 37,6%, antracit 1,5%	

Nr. pachetului	Nr. forajului	Adîncimea m	Grosimea m	Constituţia litologică pe foraje, în procente	Caracterele litologice ale pachetului
1	2	3	4	5	6
19	30 025/119	105,5—108,8	3,0	cuarţite	cuarţos-grafitos-pirofilitic
	30 028/76	259,2—264,3	5,1	cuarţite 65,7%, şisturi pirofilitice 34,3%	
	30 024/16	320,0—338,0	18,0	şisturi grafitoase 58%, cuarţite 35,5%, şisturi pirofilitice 6,5%	
	30 026/58	258,0—279,6	21,6	şisturi grafitoase 43%, cuarţite 37,9%, şisturi pirofilitice 21,1%	
	30 036/51	296,0—306,7	10,7	cuarţite 56,0%, şisturi grafitoase 34,5%, şisturi pirofilitice 9,5%	
18	30 025/119	108,8—139,9	31,70	şisturi pirofilitice 75,5%, şisturi grafitoase 11,3%, cuarţite 8,2%, antracit 4,8%	grafitos-pirofilitic-cuarţos cu antracit, nivelul VI de antracit
	30 028/76	264,3—272,3	8,0	cuarţite 40%, şisturi grafitoase 33,0%, şisturi pirofilitice 26%, antracit 1%	
	30 024/16	338,0—348,4	10,4	şisturi grafitoase 40,3, cuarţite 30,7%, şisturi pirofilitice 25,9, antracit 3,1%	
	30 026/58	279,6—302,0	22,4	şisturi pirofilitice 35,7%, cuarţite 30,8%, şisturi grafitoase 17%, antracit 16,5%	
	30 036/51	306,7—322,1	15,4	şisturi grafitoase 44,4%, cuarţite 25,3%, şisturi pirofilitice 15,2%, antracit 15,1%	
17	30 025/119	139,9—144,5	4,6	cuarţite 65,3%, şisturi grafitoase 34,7%	cuarţos-grafitos-uneori pirofilitic
	30 028/76	272,3—287,8	15,5	cuarţite 91,3%, şisturi grafitoase 7,4%, şisturi pirofilitice 1,3%	
	30 024/16	348,4—358,7	10,3	cuarţite 79,1%, şisturi grafitoase 19,9%, şisturi pirofilitice 1%	
	30 026/58	302,0—336,6	34,6	cuarţite 54,9%, şisturi grafitoase 45,1%	
	30 036/51	322,1—337,0	14,8	cuarţite 65,8%, şisturi grafitoase 34,2%	
16	30 025/119	144,5—170,4	25,8	şisturi pirofilitice 48,7%, şisturi grafitoase 35,6%, cuarţite 15,6%	pirofilitic-grafitos-cuarţos cu antracit, nivelul V de antracit
	30 028/76	287,8—302,2	14,4	şisturi pirofilitice 89,7%, şisturi grafitoase 4,6%, cuarţite 0,7%	
	30 024/16	358,7—366,7	8,0	şisturi pirofilitice 75%, şisturi grafitoase 19,3%, cuarţite 5%, antracit 0,7%	
	30 026/58	336,6—341,2	4,5	şisturi pirofilitice 66,6%, cuarţite 33,4%	
	30 036/51	337,0—348,0	11,0	şisturi pirofilitice 42,7%, şisturi grafitoase 42,7%, cuarţite 11,8%, antracit 2,8%	

1	2	3	4	5	6
15	30 025/119	170,4—175,0	4,6	cuarţite 81,5%, şisturi grafitoase 18,5%	cuarţos-grafitos-pirofilitic
	30 028/76	302,2—310,8	8,6	cuarţite 55,8%, şisturi grafitoase 34,8%, şisturi pirofilitice 9,4%	
	30 024/16	366,7—385,7	19,0	cuarţite 50%, şisturi grafitoase 38,0%, şisturi pirofilitice 12%	
	30 026/58	341,2—364,2	23,0	şisturi grafitoase 60%, cuarţite 31,3%, şisturi pirofilitice 8,7%	
	30 036/51	348,0—364,0	16,0	cuarţite 50%, şisturi grafitoase 50%	
14	30 025/119	175,0—209,7	34,7	şisturi pirofilitice 60%, şisturi grafitoase 21,8%, antracit 12,4%, cuarţite 5,8%	pirofilit-grafitos-cuarţos cu antracit, nivelul IV de antracit
	30 028/76	310,8—321,4	10,5	şisturi pirofilitice 47,8%, cuarţite 42,2%, şisturi grafitoas 8,5%, antracit 1,4%	
	30 024/16	385,7—411,3	25,6	şisturi pirofilitice 70,3%, şisturi grafitoase 15,6%, cuarţite 13%, antracit 1,2%	
	30 026/58	364,2—381,0	16,8	şisturi grafitoase 65,7%, cuarţite 17,5%, şisturi pirofilitice 16,3%, antracit 0,5%	
	30 036/51	364,0—388,0	24,0	şisturi grafitoase 43,8%, cuarţite 26,2%, şisturi pirofilitice 23,3%, antracit 6,7%	
13	30 025/119	— —	—	lipseşte	cuarţos-grafitos
	30 028/76	321,4—339,6	18,2	cuarţite 50,5%, şisturi grafitoase 35,4%, şisturi pirofilitice 14,1%	
	30 024/16	411,3—416,1	4,8	cuarţite 74,2%, şisturi grafitoase 25,8%	
	30 026/58	381,0—421,3	40,3	şisturi grafitoase 51,6%, cuarţite 48,4%	
	30 036/51	— —	—	lipseşte	
12	30 025/119	— —	—	lipseşte	pirofilitic-cuarţos grafitos
	30 028/76	339,6—350,1	10,4	şisturi pirofilitice 67,3%, şisturi grafitoase 26%, cuarţite 6,7%	
	30 024/16	416,1—426,1	10,0	cuarţite 52%, şisturi pirofilitice 26%, şisturi grafitoase 22%	
	30 026/58	— —	—	lipseşte	
	30 036/51	— —	—	lipseşte	
11	30 025/119	—	—	lipseşte	cuarţos-grafitos profilitic
	30 028/76	350,1—376,0	26,0	cuarţite 47,3%, şisturi grafitoase 31,9%, şisturi pirofilitice 28,8%	
	30 024/16	426,1—446,2	20,0	cuarţite 69,6%, şisturi pirofilitice 25,4%, şisturi grafitioase 5%	
	30 026/58	421,3—438,5	17,2	cuarţite 63,1%, şisturi grafitoase 22,3%, şisturi pirofilitice	
	30 036/51	388,0—408,8	20,8	cuarţite 53,4%, şisturi grafitoase 44,2%, şisturi pirofilitice 2,4%	

Nr. pachetului	Nr. forajului	Adîncimea m	Grosimea m	Constituţia litologică pe foraje, în procente	Caracterele litologice ale pachetului
1	2	3	4	5	6
10	30 025/119	209,7—221,3	11,6	şisturi pirofilitice 61,3%, antracit 18,2%, şisturi grafitoase 13,5, cuarţite 7%	pirofilitic-grafitos-cuarţos cu antracit, nivelul III de antracit
	30 028/76	376,0—387,2	11,2	şisturi pirofilitice 92,4%, cuarţite 6,7%, şisturi grafitoase 0,9%	
	30 024/16	446,2—459,7	13,5	şisturi pirofilitice 74,2%, cuarţite 20%, şisturi grafitoase 4,8%, antracit 1%	
	30 026/58	438,5—448,5	10,0	şisturi pirofilitice 65,5%, şisturi grafitoase 28,5% cuarţite 5%	
	30 036/51	408,8—425,6	16,8	şisturi grafitoase 59,3%, cuarţite 34,8%, şisturi pirofilitice 4,7%, antracit 1,3%	
9	30 025/119	221,3—241,0	19,7	şisturi grafitoase 62,9%, cuarţite 32,5%, şisturi pirofilitice 4,6%	cuarţos-grafitos-pirofilitic
	30 028/76	— —	—	lipseşte	
	30 024/16	— —	—	lipseşte	
	30,026/58	448,5—462,3	13,8	cuarţite 60,2%, şisturi grafitoase 39,8%	
	30 036/51	425,6—439,3	13,7	cuarţite 68,1%, şisturi grafitoase 23,9%, şisturi pirofilitice 8%	
8	30 025/119	. —	—	lipseşte	cuarţos
	30 028/76	387,2—400,0	12,8	cuarţite 72,3%, şisturi grafitoase 27,4%, şisturi pirofilitice 0,3%	
	30 024/16	459,7—467,5	7,7	cuarţite 100%	
	30 026/58	462,3—472,3	10,0	cuarţite 100%	
	30 036/51	439,3—446,6	7,3	cuarţite 85%, şisturi grafitoase 15%	
7	30 025/119	241,0—303,5	61,5	şisturi pirofilitice 63,8%, şisturi grafitoase 18,6%, cuarţite 17%, antracit 4%	pirofilitic-grafitos cuarţos cu antracit, nivelul II de antracit
	30 028/76	400,0—425,5	25,5	şisturi pirofilitice 51,7%, şis. grafitoase 22,7%, cuarţite 15,3%, antracit 0,3%	
	30 024/16	467,5—491,1	23,5	şisturi grafitoase 63%, cuarţite 25,5%, şisturi pirofilitice 11,5%	
	30 026/58	472,3—500,3	27,6	cuarţite 46,7% şisturi grafitoase 42%, şisturi pirofilitice 11,3%	
	30 036/51	446,6—477,0	30,4	şisturi pirofilitice 42,3%, cuarţite 32,1%, şisturi grafitoase 24,4%, antracit 1,2%	
6	30 025/119	303,5—316,0	12,5	cuarţite 53,6%, şisturi grafitoase 3,2% şisturi pirofilitice 13,2%	cuarţos-grafitos-pirofilitic
	30 028/76	425,5—430,0	41,5	cuarţite 88,9%, şisturi grafitoase 11,1%	
	30 024/16	491,1—531,5	39,4	şisturi grafitoase 48,5%, cuarţite 47,3%, şisturi pirofilitice 4,2%	
	30 026/58	500,3— talpă	15,7	cuarţite 64,3%, şisturi grafitoase 30,6%, şisturi pirofilitice 5,1%	
	30 036/51	477,0—505,2	28,2	şisturi grafitoase 56,3%, cuarţite 37,4%, şisturi pirofilitice 6,3%	

1	2	3	4	5	6
5	30 025/119	316,0—358,0	42,0	şisturi pirofilitice 79,1%, cuarţite 10,9%, şisturi grafitoase 10%	pirofilitic-cuarţos-grafitos, uneori cu antracit, nivelul I de antracit
	30 028/76	430,0—462,0	32,0	şisturi pirofilitice 41,30%, cuarţite 28,74%, şisturi grafitoase 9,45%, antracit 0,36%	
	30 024/16	531,5—545,0	13,5		
	30 026/58	— —	—	şisturi pirofilitice 60,74%, şisturi grafitoase 27,11%, cuarţite 11,85%	
	30 036/51	— —	—	forajul s-a oprit mai sus lipseşte	
4	30 025/119	358,0—365,5	7,5	cuarţite 60,50%, şisturi pirofilitice 22,6%, şisturi grafitoase 16,9%	grafitos-cuarţos-pirofilitic
	30 028/76	462,0—483,0	21,0	şisturi grafitoase 59,5%, cuarţite 32,6%, şisturi pirofilitice 7,9%	
	30 024/16	— —	—	s-a comasat în pachetul 2	
	30 026/58	— —	—	forajul s-a oprit mai sus	
	30 036/51	— —	—	s-a comasat în pachetul 2	
3	30 025/119	365,5—402,0	36,5	şisturi pirofilitice 86,2%, şisturi grafitoase 7,2%, cuarţite 6,6%	pirofilitic-grafitos-cuarţos
	30 028/76	483,0—501,0	18,0	şisturi pirofilitice 74%, şisturi grafitoase 14%, cuarţite 12%	
	30 024/16	— —	—	lipseşte	
	30 026/58	— —	—	forajul s-a oprit mai sus	
	30 036/51	— —	—	lipseşte	
2	30 025/119	402,0—411,5	9,5	şisturi grafitoase 75%, cuarţite 25%	grafitos-cuarţos, uneori pirofilitic
	30 028/76	501,0—548,0	47,5	şisturi grafitoase 77,9%, cuarţite 17,4%, şisturi pirofilitice 4,7%	
	30 024/16	545,0—564,0	94,0	şisturi grafitoase 69,5%, cuarţite 25,5%, şisturi pirofilitice 5%	
	30 026/58	— —	—	forajul s-a oprit mai sus	
	30 036/51	505,2—556,0	50,8	şisturi grafitoase 55,81%, cuarţite 41,24%, şisturi pirofilitice 2,95%	
1	30 025/119	411,5—426,6	15,1	cuarţite 64%, şisturi grafitoase 36%	cuarţos-grafitos
	30 028/76	548,0—566,0	17,5	cuarţite 66%, şisturi grafitoase 34%	
	30 024/16	534,0—645,0	11,0	cuarţite 92,7%, şisturi grafitoase 7,3%	
	30 026/58	—	—	forajul s-a oprit mai sus	
	30 036/51	—	—	lipseşte	

II. DISCUŢII

Succesiunea litologică realizată în cele trei profile (fig. 1, 2 şi 3 şi tabelele anexe 1 şi 2) ne-au permis să analizăm caracterul procesului de litogeneză şi evoluţia lui în timp şi spaţiu în bazinul carbonifer de la Schela, să aducem o serie de precizări în legătură cu dezvoltarea zăcămintelor de antracit şi sisturi pirofilitice, pe de o parte, şi cu succesiunea stratigrafică, pe de altă parte.

A. LITOGENEZA

Succesiunea litologică întîlnită în forajele de la Schela reprezentată prin alternanţe de microconglomerate, gresii, gresii argiloase, gresii argilocărbunoase, argile grezoase, argile cărbunoase şi cărbuni, în totalitate afectate de un metamorfism slab (la nivelul superior al faciesului de şisturi verzi), oglindeşte un caracter tipic flişoid, specific faciesului de Culm, cunoscut în formaţiunile carboniferului din Europa de vest. Acest caracter a rezultat în urma unui proces de sedimentare sincron cu o serie de mişcări pendulare, care au afectat bazinul carbonifer de la Schela. Analiza mai multor tronsoane din carotele extrase din foraje, de la diferite nivele (fig. 4), ne-a permis să constatăm, de la prima vedere, caracterul ritmic al procesului de sedimentare, caracter specific de altfel formaţiunilor cărbunoase (L. N. Botvinchina 1948, 1953; I. A. Jemciujnikov, 1956).

Dacă în condiţiile formării depozitelor cu caractere ritmice din domeniile de adîncime curenţii de turbiditate joacă un rol principal (Ph. H. Kuenen 1948, 1959), în condiţiile de trecere de la domeniul neritic la cel lagunar şi continental, de tipul celor de la Schela, rolul principal este preluat de factorul mişcare, în legătură strînsă cu relieful submarin şi cel continental. Faţă de constituţia ritmurilor din domeniile de adîncime, care prezintă în cazul unei succesiuni complete trei nivele litologice (secvenţa I constituită din gresii, secvenţa a II-a constituită din calcare fine şi secvenţa a III-a constituită din şisturi argiloase) sau numai două nivele în cazul ritmurilor incomplete (secvenţa I şi secvenţa a II-a, sau secvenţa II-a şi secvenţa a III-a) (W. D. Nesteroff, 1962), în cazul depozitelor din domeniile cu adîncime mică se întîlneşte o succesiune litologică diferită şi o gamă mai variată de raporturi între aceste secvenţe, din cauza mişcărilor mult mai frecvente şi a reliefului submarin mult mai neregulat şi cu rol esenţial în repartizarea depunerilor în plan orizontal. Mişcările oscilatorii, care au imprimat caracterul de ritmicitate acestor depozite, au avut intensităţi şi durate diferite.

În mod obişnuit, perioada de mişcări intense s-a tradus prin depunerea unor pietrişuri şi nisipuri grosiere, pe seama cărora s-au format microconglomeratele şi gresiile care corespund secvenţei I. Perioada de timp în care mişcările s-au atenuat treptat se caracterizează prin acumularea unor depozite cu caractere granulometrice de tipul aleuritic, pe seama cărora s-au format diferitele tipuri de gresii fine, gresii cărbunoase sau argiloase, corespunzătoare secvenţei a II-a. Perioada de acalmie totală sau cu mişcări

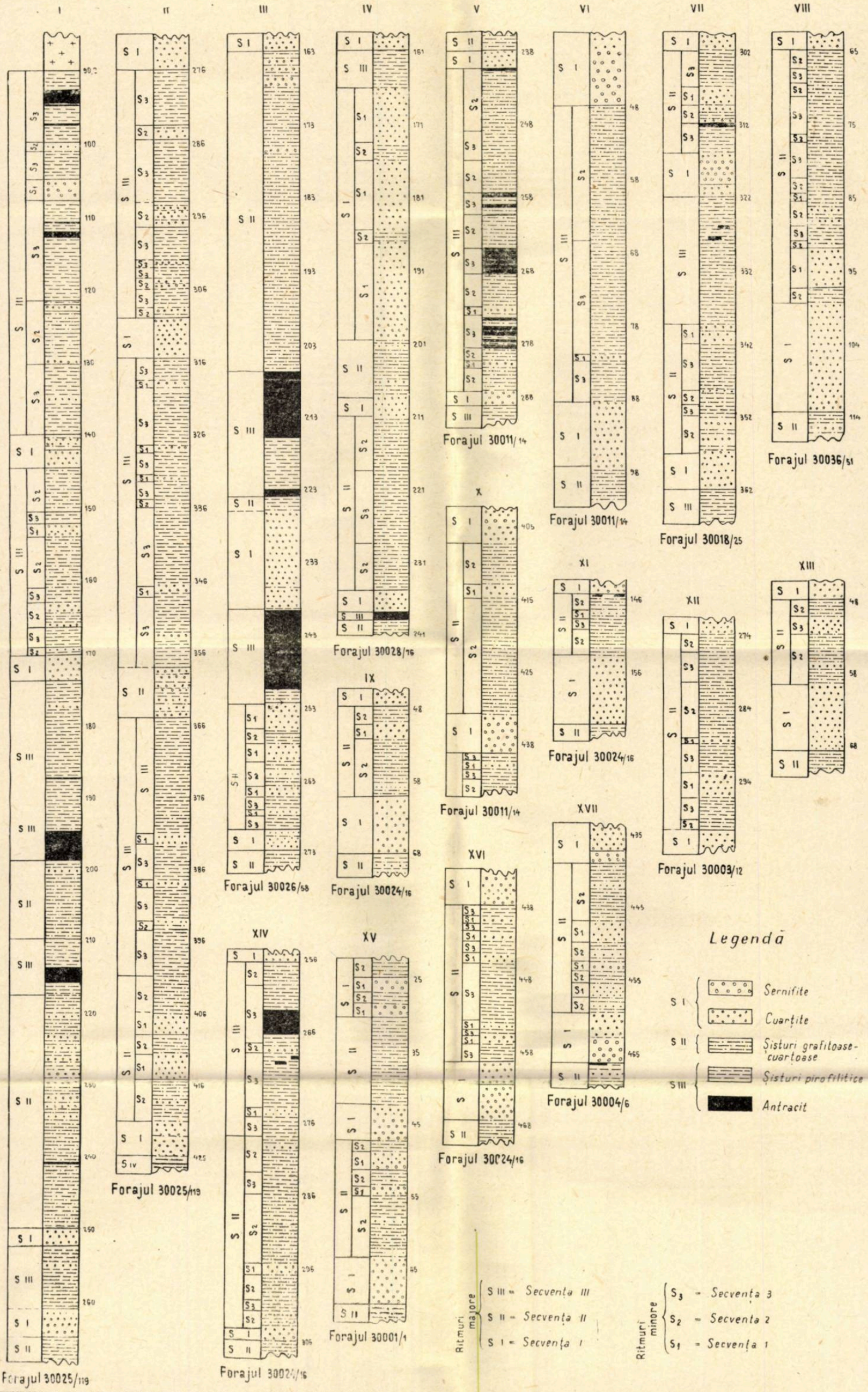


Fig. 4. — Tronsoane din coloanele litologice întîlnite în forajele executate la Schela—Viezuroi.

foarte slabe se caracterizează prin depunerea din suspensii a unui material detritic foarte fin şi prin precipitarea din soluţii a unor geluri cu caractere pelitice şi acumularea unor depuneri de turbă, respectiv argilele refractare şi cărbunii, care revin secvenţei a III-a.

În cadrul acestor secvenţe pot să apară o serie de perturbări, oglindite de alternanţele de roci cu granulometrie specifică secvenţelor alăturate sau prin lipsa rocilor aparţinînd uneia dintre secvenţe. Analiza succesiunii litologice a rocilor din formaţiunea de Schela, în funcţie de caracterele granulometrice specifice depozitelor corespunzătoare secvenţelor de mai sus, ne-a permis să distingem la Schela apariţia a două tipuri de ritmuri: ritmuri majore şi ritmuri minore.

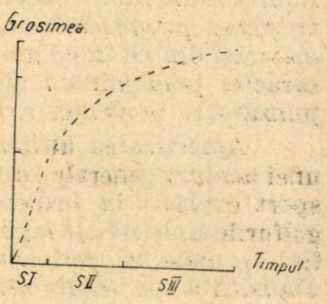


Fig. 5. — Raportul dintre grosimea depozitelor şi timpul de formare.

Ritmurile majore corespund ciclurilor de mişcări cu durată mai lungă, în care se succed cele trei secvenţe normale, corespunzătoare celor trei momente ale ciclului: mişcare, atenuarea mişcării şi acalmie, sau numai la două dintre ele, atunci cînd au intervenit perturbări care au întrerupt evoluţia normală a procesului de sedimentare.

Ritmurile minore corespund unor mişcări de durată mai scurtă, care au avut loc în cadrul sevenţelor ciclurilor majore, ele putînd fi complete sau incomplete. Dacă analizăm la detalii mai mari litologia şi petrografia acestor secvenţe, putem ajunge pînă la identificarea de microritmuri caracteristice unor asemenea depuneri.

Grosimea depunerilor corespunzătcare secvenţelor din cadrul ritmurilor, fie majore fie minore, este neuniformă, ea fiind legată de o serie de factori cu caracter general sau local. Între factorii generali menţionăm: intensitatea şi durata procesului de mişcare, durata perioadei de acalmie, intensitatea procesului de eroziune fizică sau alteraţie chimică, potenţialul agenţilor de transport, forma bazinelor de depunere. Dintre factorii locali pot fi luaţi în considerare: constituţia reliefului continental, denivelările acestui relief, neregularităţile reliefului submarin, clima şi altele. În cazurile în care fiecare element enumerat mai sus participă cu o ponderе normală la procesul de sedimentare, se poate preconiza o legătură între grosimea şi durata în care a avut loc depunerea litotipurilor corespunzătoare celor trei faze (fig. 5), rezultînd astfel că grosimea este invers proporţională cu timpul în care a avut loc sedimentarea.

În funcţie de aportul şi interdependenţa acestor factori, procesul de sedimentare a putut îmbrăca aspecte variate. În cazul în care un ciclu începe printr-o mişcare bruscă, are loc în acelaşi timp întinderea reliefului continental, activarea procesului de eroziune fizică, creşterea vitezei şi capacităţii agenţilor de transport şi redepunerea unui material detritic grosier cu caracter psefitic corespunzător secvenţei I[6]. Grosimea acestor redepuneri variază în limite largi (tronsoanele VII, XV, XVI şi XVII — fig. 4), ea fiind condiţionată de durata şi intensitatea mişcării, ca factori

[6] Pentru secvenţele ritmurilor majore am utilizat ca indice numerele romane, iar pentru secvenţele ritmurilor minore numere arabe.

generali, şi de configuraţia reliefului submarin, ca factor local. De obicei, aceste depuneri ocupă suprafeţe mai restrînse, umplînd formele negative ale reliefului submarin sau îngrămădindu-se în faţa unor bariere ale acestuia. În continuarea unei mişcări bruşte sau cînd aceasta lipseşte şi mişcarea prezintă intensităţi crescînde, pînă la un anumit maxim, factorii de mai sus au o acţiune ponderată, materialul detritic este mai fin, redepunerea acestuia este mai uniformă şi se extinde pe suprafeţe mai mari, avînd un caracter pronunţat psamitic (tronsoanele VI, VIII, IX şi XIII — fig. 4).

Atenuarea intensităţii mişcărilor pînă la stingere, maturizarea reliefului continental, scăderea potenţialului eroziunii şi transportul mecanic, creşterea potenţialului acţiunii de alterare chimică şi a transportului de material din ce în ce mai fin, în suspensii şi soluţii, conduc la depuneri cu caracter predominant aleuritic (tronsoanele I, VI, şi XV — fig. 4), corespunzătoare secvenţei a II-a.

Amortizarea ultimelor efecte ale procesului de mişcare şi instalarea unei acalmii generale sînt urmate de o alterare chimică intensă, cu un transport exclusiv în suspensii şi soluţii şi depunerea materialului respectiv în golfurile liniştite ale lagunelor din zona litorală (tronsoanele I, IV şi VII — fig. 4), unde, în perioadele cu umezeală şi căldură, s-a instalat o vegetaţie abundentă, pe seama căreia s-au format cărbunii (tronsoanele I şi III — fig. 4). În cazuri foarte frecvente, pe lîngă ritmurile majore complete, se întîlnesc şi ritmuri majore incomplete (tronsoanele IV, X, XI, XIII etc.).

Ritmurile minore se intercalează de obicei într-una din secvenţele ritmurilor majore (S II şi S III şi mai rar în S I). În cazuri destul de rare se întîlnesc ritmuri minore complete (tronsoanele V şi VIII — fig. 4), majoritatea fiind incomplete, respectiv cele formate din două secvenţe (S_1 şi S_2 sau S_2 şi S_3). Depunerile corespunzătoare secvenţelor minore S_1 şi S_2 se întîlnesc în mod obişnuit în cadrul secvenţei majore S II (tronsoanele II, IX, XVII — fig. 4), iar depunerile corespunzătoare secvenţelor S_2 şi S_3 se întîlnesc de obicei în cadrul secvenţei majore S III (tronsoanele XIV, I, XI — fig. 4) sau la partea superioară a secvenţei majore S II (tronsoanele VIII, XV etc. — fig. 4).

B. EVOLUŢIA PROCESULUI DE SEDIMENTARE

Formaţiunea de Schela din bazinul de la Schela are grosimea cea mai mare din zona sudică a Carpaţilor Meridionali (600—650 m), probabil datorită faptului că a fost cruţată de eroziune, prin încălecarea formaţiunilor din fundament peste bazinul de la Schela. Succesiunea litologică întîlnită în forajele executate de Comitetul de Stat al Geologiei oglindeşte existenţa unor pachete de roci cu caractere diferite, rezultate în urma condiţiilor variate în care a avut loc procesul de sedimentare în timp şi spaţiu.

1. *Sedimentarea în timp* Din discuţiile anterioare rezultă că succesiunea în timp reprezintă o însumare de ritmuri majore, complete şi incomplete (cu implicaţiile normale legate de existenţa ritmurilor minore), corespunzătoare unui număr echivalent de cicluri de mişcări basculare.

Gruparea acestei succesiuni de ritmuri pe pachete, cu caractere litologice specifice (tabelele nr. 1 şi 2), oglindeşte variaţia procesului de sedimentare pe verticală sub două aspecte : pachetele de cuarţite corespunzătoare secvenţei I sînt mai frecvente (48%) faţă de pachetele corespunzătoare secvenţelor a II-a (24%) şi a III-a (28%) şi prezintă o uniformitate litologică mai pronunţată (fig. 6). În succesiunea litologică se remarcă existenţa a două serii. În bază se găseşte o serie formată din pachete de cuarţite cu intercalaţii subţiri de şisturi grafitoase, în alternanţă cu pachete de şis-

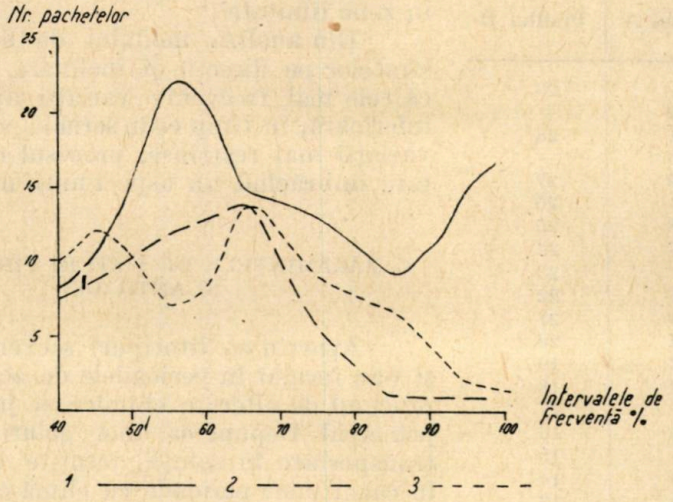


Fig. 6. — Frecvenţa principalelor litotipuri din formaţiunea de Schela. *1*, cuarţite ; *2*, şisturi grafitoase ; *3*, şisturi pirofilitice.

turi grafitoase, cu intercalaţii subţiri de şisturi pirofilitice şi cuarţite, sau cu pachete de şisturi pirofilitice cu intercalaţi de şisturi grafitoase, cuarţite şi antracit. Grosimea acestei serii variază de la 240—260 m pe profilul A (fig. 1), pînă la 370—520 m pe profilul B (fig. 2). La partea superioară, se dezvoltă pe o grosime de 180 m o serie constituită din cuarţite compacte în alternanţă cu pachete de şisturi grafitoase cu intercalaţii de cuarţite sau întîmplător şisturi pirofilitice.

2. *Sedimentarea în spaţiu.* Avînd ca bază de plecare corelarea pachetelor de roci între forajele de pe acelaşi profil pe criteriul litotipului predominant, s-au întocmit cele trei profile (fig. 1, 2 şi 3). Analizînd aceste profile, care prezintă situaţia condensată a unei realităţi de fapt, se pot remarca unele aspecte legate de variaţia procesului de sedimentare în spaţiu. Profilul A (fig. 1), fiind trasat într-o zonă cu un relief de fundament uniform, pachetele de roci prezintă variaţii litologice pe înclinare mai restrînse, respectiv din 22 de pachete de roci, 3 pachete, respectiv 14%, n-au prezentat continuitate (pachetele nr. 3, 7, 11). Profilul B (fig. 2) fiind trasat într-o zonă în care relieful fundamentului prezintă la un moment dat o pantă mai accentuată, care a jucat un rol însemnat în repartizarea depunerilor, variaţiile sînt mai pronunţate. Din 29 de pa-

chete, 8 pachete (27%) nu au continuitate. Profilul direcţional (fig. 3) făcînd legătura între cele două profile transversale a prins zona cu relieful mai pronunţat din profilul B, reflectînd aceleaşi aspecte. Corelarea pachetelor dintre cele două profile rezultă din tabelul nr. 3. Această corelare scoate în relief, prin proporţiile variabile cu care participă fiecare litotip, fie treceri laterale de facies datorită condiţiilor de sedimentare diferite în urma intervenţiei unor factori locali, fie discontinuităţi în procesul de sedimentare pe anumite perioade şi în zone limitate[7].

Tabelul nr. 3

Corelarea pachetelor de roci între profilele transversale

	Profilul A	Profilul B
	—	29
	22	—
N	21	28
U	20	—
M	19	27
Ă	—	26
R	18	25
U	17	24
L	—	23
	16	22
	15	21
	14	20
	13	19
P	12	18
A	—	17
C	11	16
H	—	15
E	10	14
T	9	13
U	—	11
L	8	10
U	—	9
I	—	8
	6	7
	5	6
	4	5
	2	2
	1	—

Din analiza modului de dezvoltare a stratelor pe direcţie şi înclinare, se constată că cele mai frecvente variaţii apar în seria inferioară, în timp ce în seria superioară apar variaţii mai restrînse, procesul de sedimentare îmbrăcînd un aspect mult mai uniform.

C. ZĂCĂMINTELE DE ŞISTURI PIROFILITICE ŞI ANTRACIT

Aparţin ca litotipuri secvenţei a III-a şi s-au format în perioadele de acalmie, cînd procesul de alterare chimică a jucat un rol principal. Depunerea unor geluri caolinitice transportate în soluţii, însoţite de turbării, în cazul unor perioade cu climă caldă, relevă relaţiile genetice dintre cele două substanţe. În continuare vom analiza aspectele legate de modul de dezvoltare a acestora în timp şi spaţiu, în funcţie de condiţiile de formare.

1. *Sisturile pirofilitice*, în condiţiile actuale de zăcămînt, prezintă grosimi foarte neuniforme, din cauza proceselor de curgere laminară şi îngrămădire care au avut loc în timpul mişcărilor tectonice, ele prezentînd o plasticitate mult mai ridicată decît celelalte litotipuri. Prin procesul iniţial de sedimentare, în funcţie de mişcările de basculă, aceste şisturi prezintă intercalaţii de şisturi grafitoase sau cuarţitice în procente variabile. Deşi cele două maxime de frecvenţă (fig. 6) oglindesc un procent redus de şisturi pirofilitice în masa pachetelor respective (intervalele 40—50% şi 60—70%), există în cadrul acestor pachete zone cu şisturi pirofilitice compacte, cu grosimi pînă la ordinul zecilor de metri (tabelul nr. 4 şi 5) [8] care pot constitui obiective economice importante.

---

[7] Este greu de precizat, în condiţiile actuale ale geologiei formaţiunii de Schela, dacă pe lîngă trecerile laterale de facies ar putea să fie vorba şi de discordanţe datorită întreruperilor în procesul de sedimentare.

[8] Grosimile şisturilor rezultă dintr-un singur strat sau prin însumarea mai multor strate cu grosimi de peste 2 m.

Pe verticală, șisturile pirofilitice se întîlnesc în coloana litologică de 6 ori în profilul estic și de 9 ori în profilul vestic, rezultînd astfel prezența unor variații de facies în timp și spațiu. Se remarcă astfel o trecere de la șisturi pirofilitice la șisturi grafitoase în cazul pachetelor 3 și 5 pe înclinare către zonele mai adînci și unele variații accentuate, datorită factorilor tectonici care au afectat formațiunea de Schela, în special în fazele de mișcări hercinice tardive.

Tabelul nr. 4

Grosimea șisturilor pirofilitice din forajele de pe profilul estic, în m

Nr. pachetului	Numărul forajelor			
	30 002	300 017	300 014	30 018
14	—	3,20	3,70	—
12	3,40	5,90	sub 2 m	—
10	sub 2 m	4,20	9,70	7,05
8	30,70	10,45	13,80	10,00
6	4,30	8,20	sub 2 m	sub 2 m
4	3,76	5,30	4,40	11,20

Tabelul nr. 5

Grosimea șisturilor pirofilitice din forajele de pe profilul vestic, în m

Nr. pachetului	Numărul forajelor				
	30 025	30 028	30 024	30 026	30 036
24	—	18,55	6,05	—	—
22	—	2,00	4,75	2,10	sub 2 m
20	12,75	15,45	18,25	sub 2 m	12,80
18	22,00	3,20	2,50	3,00	sub 2 m
16	5,10	12,70	3,80	sub 2 m	4,20
14	14,40	4,65	12,00	sub 2 m	sub 2 m
10	4,00	10,00	7,80	5,35	—
7	26,65	6,80	sub 2 m	2,40	8,50
5	31,80	5,90	6,10		

2. *Antracitul*, menționat în trecut de L. Mrazec (1895), G. Manolescu (1937), și studiat sub aspect petrografic de către D. Giușcă (1941) și I. Mateescu (1967), era cunoscut sub formă de lentile dispuse neregulat în formațiunea de Schela. I. Șerbănescu (1965) a prezentat zăcămîntul de antracit de la Schela sub forma unui orizont cu două strate continue între valea Schela și Viezuroiu.

Analizînd datele din lucrările miniere și foraje, noi am confirmat forma lenticulară a antracitului, în sensul Mrazec-Manolescu-Giușcă, cu dispoziția acestor lentile la anumite nivele în cadrul structurii (1967 *b*).

Avînd în vedere legătura strînsă dintre antracit și șisturile pirofilitice, datorită condițiilor genetice și ținînd seama că procesul de sedimentare a prezentat variații în plan orizontal, datorită configurației reliefului submarin, cele două profile transversale au fost construite la distanțe mai apropiate, pentru a ne permite să analizăm variațiile în timp și spațiu ale antracitului, în condițiile actuale de zăcămînt. Pe profilul A (tabelul nr. 6), cele șase pachete de șisturi pirofilitice sînt însoțite de lentile de an-

tracit în procent de 54%, cu grosimi variabile şi discontinuitate pe înclinare. Gradul de continuitate al stratelor lenticulare de antracit se prezintă în următoarea succesiune : 100% stratul I, 50% stratele II, III, V şi VI şi 25% stratul IV. În profilul B (tabelul nr. 7), cele nouă pachete de şisturi pirofilitice sînt însoţite de lentile de antracit în proporţie de 62%, cu grosimi de asemenea neuniforme şi continuitate pe înclinare; 100% stratele IV şi VI, 80% stratul VII, 60% stratele II, III şi VIII, 40% stra-

Tabelul nr. 6

Variaţia grosimilor antracitului pe profilul A

Nr. stratului	Grosimea pe foraje în m			
	30 002	30 017	30 014	30 018
VI	.	0,45	0,10	—
V	—	—	0,10	0,15
IV	—	—	—	0,45
III	—	—	7,60	0,50
II	—	0,10	0,05	—
I	0,50	0,85	0,10	2,0

Tabelul nr. 7

Variaţia grosimilor antracitului pe profilul B

Nr. stratului	Grosimea pe foraje în m				
	30 025	30 028	30 024	30 026	30 036
IX	.	—	5,70	0,25	—
VIII	.	—	3,65	10,10	0,20
VII	2,00	1,30	—	10,80	0,25
VI	1,50	0,10	0,30	3,70	2,30
V	—	—	0,05	—	0,35
IV	4,30	0,15	0,30	0,10	1,60
III	2,10	—	0,15	—	0,20
II	0,15	0,15	—	—	0,45
I	—	0,10	—		

tele V şi IX şi 20% stratul I. Corelarea stratelor de antracit pe direcţie între cele două profile, folosindu-se datele din forajele intermediare de pe direcţia acestui profil şi în strînsă legătură cu pachetele de şisturi pirofilitice, rezultă din tabelul nr. 8, iar gradul de continuitate pe direcţie rezultă din tabelul nr. 9. Parţial, se remarcă limitarea dezvoltării antracitului pe direcţie în cazul unor strate (I din profilul A şi VI, VII şi IX din profilul B). Ţinînd seama de acest aspect, gradul de continuitate pe direcţie este de 62%. Rezultă din cele trei profile că nivelele de antracit prezintă o continuitate în spaţiu cuprinsă între limite foarte largi, de la 20% pînă la 100%. Discontinuităţile inerente acestui zăcămînt, supus unor presiuni tectonice în fazele de mişcări prealpine, sînt o urmare a acestor procese dinamice, în timpul cărora antracitul s-a comportat ca mediu plastic, comparativ cu şisturile grafitoase-cuarţoase şi cuarţitele. Antracite lenticulare, afectate de procese tectonice cu alunecări laminare

şi îngrămădire, similare cu cele de la Schela, sînt descrise de A. Lombard şi alţii, în zonele intraalpine (H. Bersier, 1948). În acest caz, procentele de discontinuitate de 46% şi 38% sînt explicabile, forajele traversînd nivelele cu antracit tocmai în porţiunile unde acesta a fost laminat complet.

Tabelul nr. 8

Corelarea nivelelor cu antracit pe profilul direcţional (C)

Nr. profilului	A	B
Nr. stratului	—	IX
	—	VIII
	VI	VII
	—	VI
	V	V
	IV	IV
	III	III
	II	II
	I	—

Legătura acestor nivele cu lentile de antracit de şisturile pirofilitice şi modul cum sînt dispuse în cadrul structurii ne sugerează următoarele aprecieri în legătură cu dezvoltarea lor în cadrul structurii de la Schela :

— instalarea unor turbării pe suprafeţe limitate, cum este cazul stratelor I şi probabil II din profilul estic şi a stratelor VI, VIII şi IX din profilul vestic, corespunzătoare începutului şi sfîrşitului fazei de formare a cărbunilor ;

— instalarea unor turbării pe suprafeţe mai extinse în zona mijlocie, corespunzătoare unor faze mai uniforme de formare a cărbunilor.

Tabelul nr. 9

Variaţia grosimilor antracitului pe profilul direcţional (C)

Nr. stratului	Grosimea pe foraje în m					
	30 026	30 004	300 011	300 014	30 001	30 012
IX	0,25	—	—			
VIII	10,20	—	—			
VII	—	—	—	0,10	—	—
VI	10,80	0,50	7,20			
V	3,70	—	0,45	0,10	—	—
IV	—	—	0,65	—	0,20	—
III	0,10	0,15	3,35	7,60	—	0,80
II	—	—	0,10	0,05	—	5,55
I	—	—	—	0,10	2,50	—

D. SUCCESIUNEA STRATIGRAFICĂ

În condiţiile unui proces de metamorfism uniform ca grad de intensitate, pe toată coloana litologică străbătută de forajele executate pînă la fundament, aşa cum rezultă din observaţiile de teren şi din studiile petrografice şi mineralogice efectuate de către G. Paliuc[9], şi în condiţiile unui proces de sedimentare cu caractere ritmice, această succesiune reprezintă o entitate stratigrafică.

Încercarea lui A. Semaka[10] de a scinda această formaţiune cu caractere uniforme într-un carbonifer în bază şi un liasic cu cărbuni la

[9] Paliuc G. (1965) , *Raport privind documentarea mineralogică şi petrografică asupra lucrărilor executate în şantierul ISEM Viezuroi*, Arh. Com. Stat Geol.

— (1966), *Raport privind documentarea mineralogică şi petrografică asupra lucrărilor de explorare de la Viezuroi*, Arh. Com. Stat Geol.

[10] *Op. cit.*

partea superioară, introducînd din alte profile şisturi cristaline şi calcare în interiorul acestei coloane, pentru a găsi o justificare florei fosile specifică atît carboniferului, cît şi a liasicului, nu este întemeiată.

Formaţiunea de Schela reprezintă o formaţiune cu caractere uniforme, pe care noi am considerat-o de vîrstă carboniferă (1967 a). Chiar dacă această apariţie cu amestec de floră carboniferă şi liasică ar fi unică pe glob, în situaţia de la Schela, unde această formaţiune este metamorfozată şi încălecată de formaţiunile din fundament, comparativ cu liasicul, nemetamorfozat şi transgresiv peste acelaşi fundament, ridică problema unor perturbări în evoluţia florei paleo-mezozoice.

Valoarea florei, ruptă de celelalte elemente de cunoaştere (petrografie, stratonomie, poziţie, structură etc), nu poate fi hotărîtoare, iar evoluţia acestei flore carbonifere-liasice din Carpaţii Meridionali rămîne o problemă interesantă pentru studiu.

E. CONCLUZII

În urma prelucrării datelor din forajele executate în formaţiunea de Schela, de la Schela, şi a discuţiilor prezentate au rezultat următoarele concluzii :

— în cazul alternanţelor foarte frecvente de roci cu caractere litologice variate, o corelare în spaţiu este posibilă şi are un grad mai avansat de certitudine prin utilizarea criteriului statistic ;

— analiza amănunţită a acestor alternanţe frecvente şi aparent neregulate a scos la iveală caracterul ritmic al depunerilor iniţiale, generat de mişcări basculare ;

— depunerile ritmice corespund unor cicluri de mişcări de basculă compuse din trei momente fiecare (mişcare, atenuarea mişcării şi acalmie) atunci cînd sînt complete, sau numai două, cînd sînt incomplete, fiecărui moment îi revine cîte o secvenţă cu depuneri cu caractere granulometrice specifice ;

— în funcţie de grosimea acestor secvenţe, ciclurile pot fi majore şi minore ;

— în cadrul unei secvenţe a unui ciclu major pot să apară depuneri cu caractere granulometrice diferite, corespunzătoare altor secvenţe, ca urmare a unor perturbări intervenite în cadrul ansamblului de factori care determină aceste caractere ;

— aportul deosebit al factorilor locali în procesul de sedimentare a generat perturbări atît în timp, cît şi în spaţiu ;

— zăcămintele de şisturi pirofilitice şi antracit sînt legate genetic, ele revenind secvenţei a III-a corespunzătoare momentului de acalmie, cînd soluţiile aluminoase provenite prin alterarea chimică a unui fundament granitic s-au depus într-o zonă de lagune cu vegetaţie abundentă ;

— perioadele şi ariile de depunere a soluţiilor aluminoase au fost mult mai extinse, în timp ce fazele şi ariile cu vegetaţie sînt mai scurte şi mai restrînse, uneori ele putînd să se repete în cadrul aceleiaşi perioade aluminoase ;

— faţă de suprafaţa restrînsă pe care s-au analizat datele, şisturile pirofilitice şi antracitul apar la mai multe nivele, care, în condiţiile actuale

de zăcămînt, prezintă variaţii accentuate de grosime, datorită modului de comportare diferită în timpul proceselor tectonice;

— în funcţie de aceste concluzii, rezultate din analiza datelor de pe suprafaţa restrînsă, se poate aprecia că de extinderea seriei bazale a formaţiunii de Schela cu pachete de şisturi pirofilitice şi antracit se leagă şi perspectivele economice ale zonei cu formaţiune de Schela.

ÉTABLISSEMENT DES HORIZONS LITHOLOGIQUES ET DE LA LITHOGENÈSE DANS LA FORMATION DE SCHELA, DE LA RÉGION DE SCHELA

RÉSUMÉ

A la suite de l'étude des alternances lithologiques qui sont très fréquemment rencontrées dans les carottes extraites des forages de prospections effectués dans la formation de Schela, on a réalisé un établissement des horizons lithologiques basé sur une analyse statistique. La totalité des aspects lithologiques a permis leur groupement en quatre lithotypes caractéristiques principaux : quartzites, schistes graphiteux, schistes pyrophyllitiques et charbons. Selon la fréquence de ces lithotypes on a élaboré une succession lithologique (tableaux 1 et 2) à possibilités de corrélation des paquests de roches entre les forages placés sur le même profil pour 65% des cas, à variations latérales de faciès pour 27% des cas et à situations sans possibilités de corrélation pour 8% des cas.

La succession granulométrique dans les carottes fournies par les forages reflète l'existence d'un processus de sédimentation rythmique, déterminé par toute une série de mouvements oscillatoires du soubassement. Les différents lithotypes correspondant aux trois séquences d'un pareil cycle (mouvement, atténuation du mouvement et accalmie) sont en rapport avec l'intensité et la durée de processus de mouvement, processus rattaché à celui d'érosion physique, avec le potentiel des agents de transport, de l'altération chimique, la durée de la période d'accalmie, ainsi qu'avec les conditions climatiques. Leur épaisseur est en rapport inverse avec la durée de formation. Durant la phase de mouvement ont lieu un rajeunissement du relief continental et une reprise du processus d'érosion physique et de transport à dépôts massifs de sédiments grossiers, tandis que dans la période d'accalmie prédomine l'altération chimique, lorsque le transport s'effectue dans des suspensions et des solutions, des gels argileux et des tourbes correspondant aux périodes à climat chaud se déposant alternativement.

La durée du processus de sédimentation est reflétée par la succession de certains rythmes majeurs et mineurs, complets ou incomplets, groupés en paquets à caractères lithologiques spécifiques des quatre lithotypes mentionnés ci-dessus. Il résulte que dans la succession respective les quartzites correspondant aux périodes de mouvement (1re séquence) prédominent, suivis par les schistes pyrophyllitiques se rattachant aux périodes d'accalmie (3e séquence) et par les schistes graphiteux correspondant aux périodes de transition (2e séquence). La sédimentation dans l'espace pré-

sente des variations en profondeur et en largeur. En profondeur on remarque vers la partie inférieure une alternance de schistes pyrophyllitiques, des schistes graphiteux et des quartzites, tandis que dans la partie supérieure prédominent les quartzites à intercalations de schistes graphiteux. En largeur ont eu lieu des variations de faciès en fonction du modelé sous-marin et de l'apport du matériel détritique.

Les gisements de schistes pyrophyllitiques et d'anthracite se rattachent à la période d'accalmie (5e séquence) lors de la sédimentation de gels kaolinitiques avec des tourbières correspondant à certaines périodes à climat chaud.

Les schistes pyrophyllitiques réfractaires se rencontrent en proportion de 6 à 9 paquets, contenant un pourcentage d'anthracite de 20% jusqu'à 100%. Les épaisseurs très variables des schistes pyrophyllitiques et le caractère lenticulaire de l'anthracite sont une conséquence des processus tectoniques de glissement.

Du point de vue stratigraphique, la succession respective forme une entité à caractères métamorphiques uniformes sur toute l'épaisseur, que nous considérons d'âge carbonifère.

BIBLIOGRAFIE

Bersier A. (1948), *Phénomènes de plasticité dans les charbons molassiques*, Ecl. Geol. Helv., **41**, *1*.

Botvinchina N. L. (1953), *Principiile stabilirii şi tipizării ciclurilor de sedimentare în formaţiunile carbonifere*, Anal. rom.-sov., seria geol.-geogr., *9*.

— (1955), *Începutul ciclurilor de sedimentare în complexele cărbunoase*, Anal. rom.-sov., seria geol.—geogr., *1*.

Drăghici C., Huică I., Isac M. şi Biloiu M. (1967 *a*), *Date privind geologia zonei Schela — Viezuroi*, D.S. Inst. geol., Com. Stat Geol., **LIII**, *1*.

— (1967 *b*), *Formaţiunea de Schela şi perspectivele ei economice*, Rev. minelor, **XVIII**, *2*.

Giuşcă D. (1941), *Contributions à l'étude de l'anthracite de Schela*, Acad. Roum., Bull. Sec. Sci., **XXIII**, *6*.

Jemciujnikov A. I. (1956), *Complexele cărbunoase ca formaţiuni geologice*, Anal. rom.-sov., seria geol.-geogr., *2*.

Kuenen H. Ph. (1948), *Turbidity currents of high density*, Intern. Geol. Gongr. XVII, Part. VIII, Londra.

— (1959), *Curenţii de turbiditate — factor major în depunerile de fliş*, Trad. Inst. geol. din Ecl. Geol. Helv., **51**, *3*.

Manolescu G. (1932), *Das Alter der Schela Formation*, Bul. Soc. Rom. Geol., I.

— (1937), *Étude géologique et pétrographique dans les Monts Vulcan*, An. Inst. geol., **XVII**.

Mateescu I. (1967), *Studiul petrografic al antracitului de la Schela (Gorj)*, St. teh. şi ec., seria A, *7*.

Mrazec L. (1895), *Über die Antracitbildungen des südlichen Abhanges der Südkarpaten*, Sitzungher, d.k. Akad. d. Wissensch, *1—4*.

Mrazec L. (1898), *Dare de seamă asupra cercetărilor geologice din vara anului 1897. Partea de E a Munţilor Vulcan*, Bucureşti.

Mutihac V. (1964), *Stratigrafia şi structura geologică a sedimentarului danubian din nordul Olteniei (între valea Motrului şi valea Jiului)*, D.S. Inst. geol., Com. Stat Geol., L, *1*.

Nesteroff D. W. (1962), *Essai d'interprétation du mécanisme des courants de turbidité*, Bull. Soc. Geol. Franc., VII Ser., **IV**, *6*.

RĂILEANU GR., GRIGORAȘ N., ONCESCU N., PLISCA T. (1963), *Geologia zăcămintelor de cărbuni*, Edit. tehnică, București.
ȘERBĂNESCU I. (1965), *Noi date geologo-miniere privind zăcământul de antracit de la Schela*, Rev. minelor, **XVI**, *3*.

Primit în redacție
la 5 iunie 1968

Comitetul de Stat al Geologiei

CONSIDERAȚII ASUPRA FACIESURILOR OLIGOCENULUI DIN REGIUNEA TRĂZNEA – CIUMĂRNA (NORD-VESTUL TRANSILVANIEI)

DE

VICTOR MOISESCU

55(05)

I. Regiunea din versantul stîng al văii Agrijului, începînd de la Sîngeorgiu de Mezeș și pînă în apropiere de localitatea Jibou, unde Agrijul se varsă în Someșul Mare, prezintă un deosebit interes ca zonă de îndințare a faciesurilor de tip nordic (Jibou — Ciocmani) cu cele de tip sudic (Cluj — Mera).

Se cunoaște deja că în împrejurimile localităților Bozna, Trăznea și Ciumărna (fig. 1) se pot observa ultimele apariții ale stratelor de Curtuiuș și de Ileanda, care au o dezvoltare maximă la nord-vest de Ciocmani.

Pentru a înțelege mai bine care sînt raporturile stratigrafice dintre diferitele formațiuni geologice din această regiune, este necesară o succintă descriere a fiecăreia dintre ele.

★

A. *Stratele de Hoia.* În zona Trăznea — Ciumărna și mai departe, spre nord, stratele de Hoia, deși cu o grosime relativ mică, formează un nivel reper, situîndu-se în continuitate de sedimentare peste marnele cu briozoare sau marnele de Brebi.

În împrejurimile localității Ciglean, O. Iliescu și colaboratorii săi[1] descriu stratele de Hoia sub denumirea de „nivelul calcarului de Ciglean". A. Rusu (1967) separă stratele de Hoia pe harta geologică a regiunii Moigrad, studiindu-le cu ocazia întocmirii lucrării sale privitoare la geologia zonei menționate.

Atît în regiunea Ciumărna — Stîna, cît și în regiunea Moigrad (A. Rusu, 1967, p. 438), stratele de Hoia sînt constituite din două nivele net deosebite între ele, și anume : un nivel inferior (0,50—1,50 m), calca-

[1] O. Iliescu, Aura Naghel, Gh. Mărgărit, Maria Mărgărit, M. Gheorghian, Mihaela Gheorghian și Ad. Naghel (1962), *Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru cărbuni în regiunea Moigrad — Jibou — Stejerea — Ileanda — Răzoare*, Arh. Com. Stat Geol.

St. și cerc. de geol., geofiz., geogr., Seria geologie, t. 14, nr. 2, p. 451–462, București, 1969

ros-coraligen, cu aspect breciform datorită prezenței în masă a coralilor solitari și coloniali-florali, precum și a diferitelor resturi de moluște, echinoderme, foraminifere etc., și unul superior, cu aceeași grosime ca primul, reprezentat printr-un calcar grezos ce abundă în resturi de moluște puternic cimentate, neidentificabile.

Nivelul superior îmbracă întrutotul aspectul obișnuit al stratelor de Mera din regiunea Cluj — Mera. Peste tot unde apare, nivelul respectiv suportă direct stratele de Curtuiuș. Cu această constituție litofacială și biofacială, stratele de Hoia au fost observate de noi pe valea Ciumărnei într-o văiugă din versantul drept al acesteia, care izvorăște de sub dealul cu cota 418 (fig. 1, fig. 2, IV); în partea stîngă a șoselei naționale Cluj—Zălau (sensul spre Cluj), la nord de satul Ciumărna (fig. 2, V); în cursul superior al văii Ciumărna (fig. 2, VI); în versantul stîng al aceleiași văi, pe o văiugă în aval de localitatea menționată mai sus (fig. 2, VII), precum și pe valea Stînei. De remarcat este faptul că în cursul superior al văii Ciumărna, în apropiere de cota 402 (fig. 1, fig. 2, VI), se dezvoltă numai nivelul superior care vine în contact direct cu marnele cu briozoare și suportă stratele de Curtuiuș, fosilifere. Prezența unui nivel calcaro-grezos cochilifer (cu aspectul litologic și biofacial al stratelor de Mera) între stratele de Hoia coraligene și stratele de Curtuiuș ne permite să facem unele considerații privind limita litologică dintre stratele de Hoia și de Mera în regiunea Cluj — Mera.

Dacă în zona Ciumărna — Stîna situația se prezintă așa cum am redat-o mai sus, în schimb de la valea Trăznea spre sud aceasta se complică, datorită faptului că atît sub nivelul coraligen, între cele două nivele ale stratelor de Hoia, cît și deasupra nivelului superior, mai apar și alte depozite. În plus, mai intervine și dificultatea că faciesul stratelor de Curtuiuș din zona Ciumărna se schimbă în regiunea Boznei, iar mai la sud dispare complet.

Pentru a ilustra mai bine această situație am figurat trei coloane litologice, și anume: una de pe valea Groapa Știavului, afluent pe stînga al văii Trăznea (fig. 2, III), alta de pe valea Boznei (fig. 2, II) și a treia de pe valea Bodiei (fig. 2, I).

1. Pe valea Trăznea, între nivelul coraligen și marnele cu briozoare se intercalează un nivel marno-calcaros infrabazal, de culoare albicioasă-albăstruie (0,75 m) cu frecvente exemplare de *Panope allonsensis*, fragmente de cochilii de *Chlamys (Aequipecten) biarritzensis gravesi* și *Mimachlamys bellicostata*, cardiide, forme de *Turritella* etc., descris de noi încă din anul 1965[2]. El este un echivalent al nivelului marno-calcaros cu miliolide din vestul și sud-vestul dealului Măgura (fig. 1), precum și al nivelului de marne calcaroase cu miliolide de pe valea Bodiei, subiacente nivelului cu numuliți și corali.

Succesiunea se continuă cu un nivel coraligen asemănător celui care apare pe văile Ciumărnei, Stînei și Valea Peșterii de la Hodiș (0,75 m); apoi cu un banc grezos cochilifer cu fosilele cimentate, neidentificabile și lipsit de corali (0,25 m), echivalent cu nivelul superior al stratelor de Hoia ce se dezvoltă mai la nord. În fine, între depozitele marno-argiloase, nisipoase, gălbui-verzui cu lamelibranhiate (5,00 m), considerate ca apar-

[2] V. Moisescu (1965), *Asupra stratelor de Hoia din dealul Hoia—Cluj și a echivalentelor stratigrafice ale acestora din regiunea Cluj — Huedin — Românași (nord-vestul Transilvaniei)*, Arh. Inst. geol. geogr.

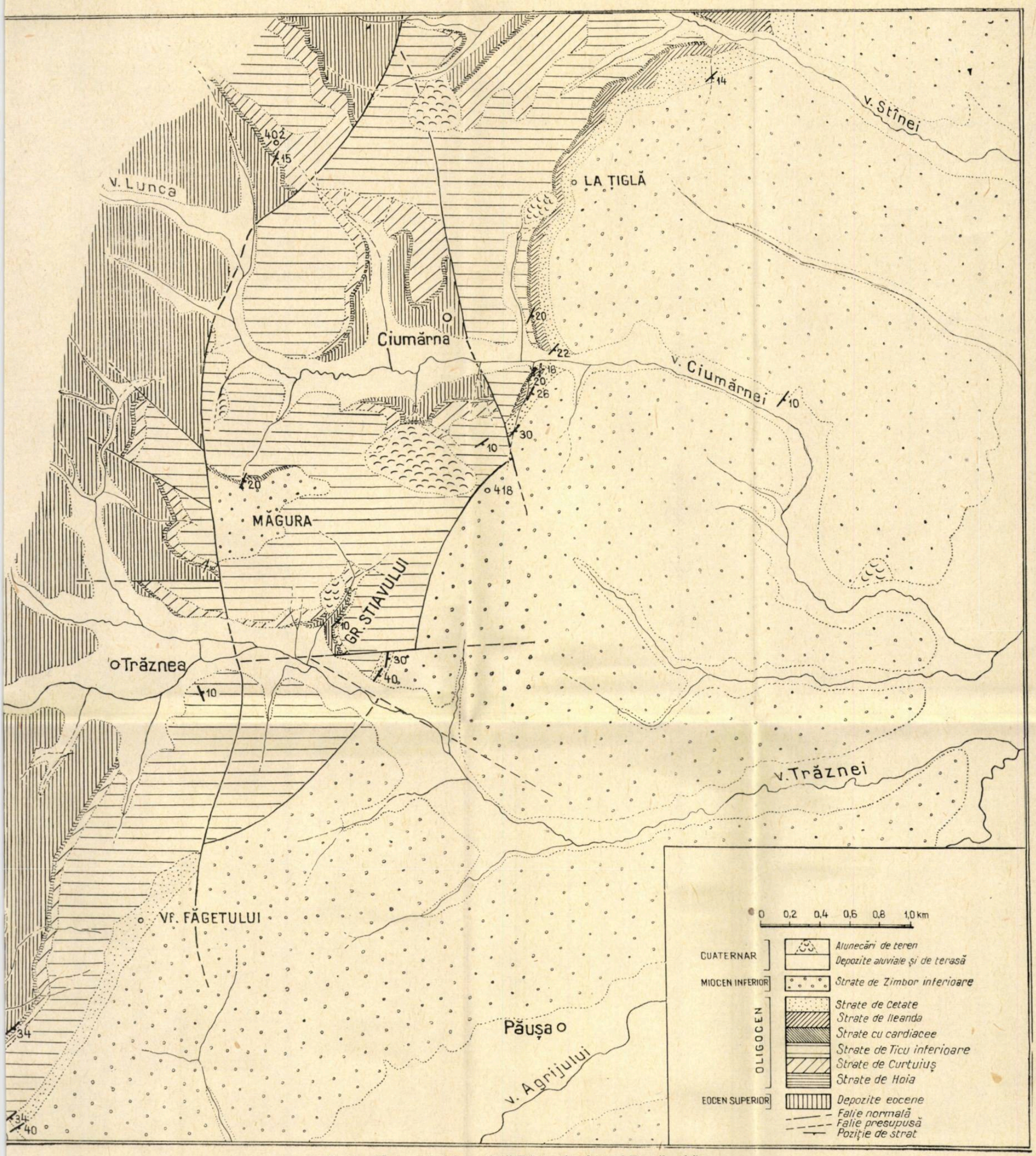


Fig. 1. — Harta geologică a regiunii Trăznea (nord-vestul Transilvaniei).

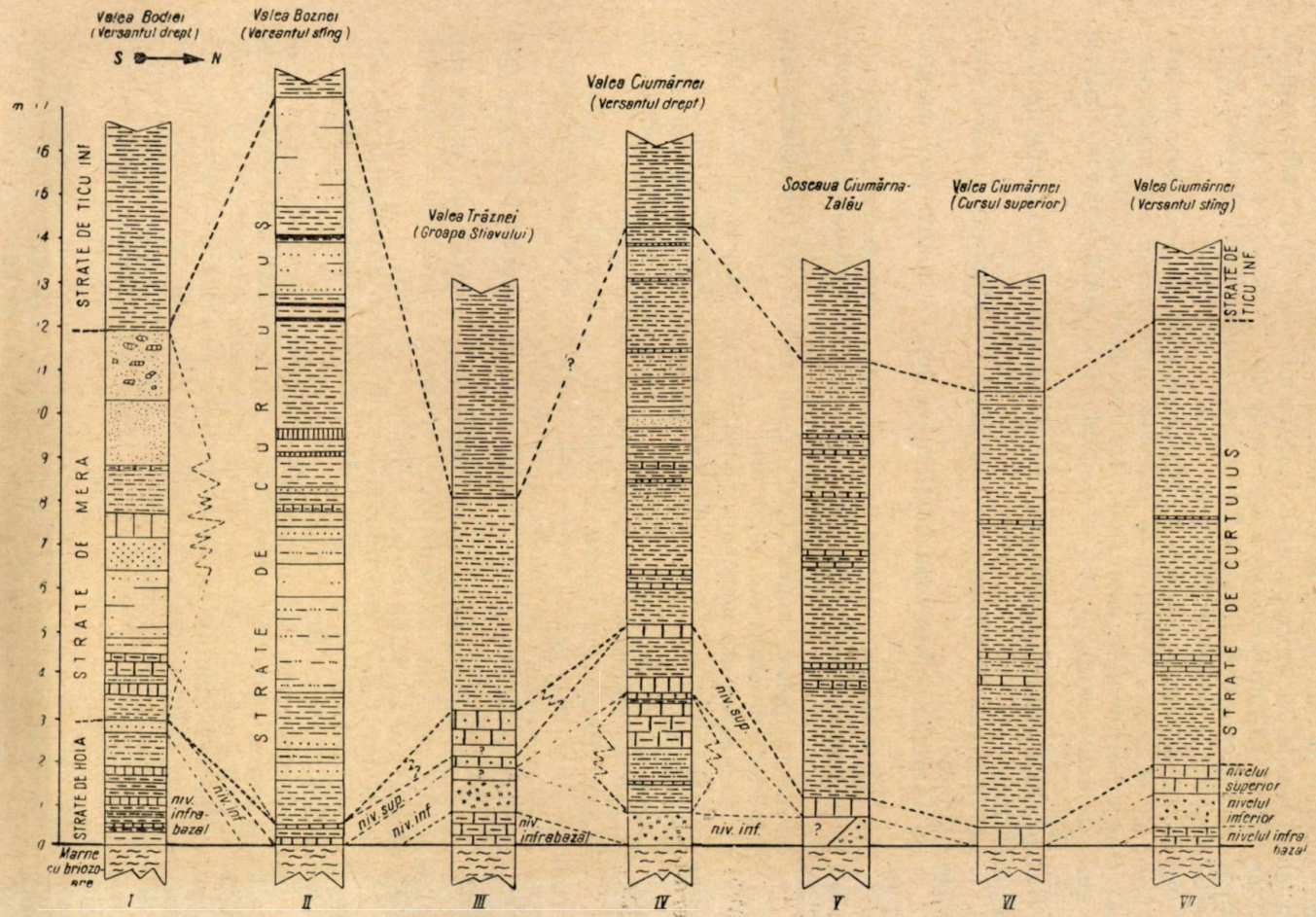


Fig. 2. — Coloane litofaciale în depozitele oligocenului dintre Bodia şi Ciumărna, versantul stîng al văii Agrijului.

I — valea Bodiei (versantul drept); II — valea Boznei (versantul sting); III — valea Trăznei (pîriul Groapa Stiavului); IV — valea Ciumărnei (versantul drept); V — şoseaua Ciumărna-Zalău; VI — valea Ciumărnei (cursul superior); VII — valea Ciumărnei (versantul sting, în aval de sat).

ţinînd stratelor de Curtuiuş şi nivelul cochilifer menţionat, se mai intercalează două nivele, şi anume : unul calcaro-marnos vineţiu-albăstrui cu cardiacee mari, *Tympanotonos*, *Polymesoda* etc. (0,35 m) la partea inferioară şi altul grezos-cochilifer cu *Turritella*, *Conus*, *Pitar*, *Sinodia*, *Polymesoda* (0,40 m) la partea superioară.

2. Pe valea Boznei, stratele de Hoia sînt greu de delimitat. Nu este exclus ca ele să lipsească sau să se găsească în cuprinsul marnelor calcaroase subiacente, formînd partea cu totul terminală a acestora. În orice caz, am considerat ca aparţinînd stratelor de Hoia următoarele trei nivele (fig. 2, II) :

— un nivel calcaros-fosilifer cu *Tympanotonos* şi alte forme de moluşte (0,15 m) ;

— un altul marnos, de culoare verzuie, nefosilifer şi cu o slabă stratificaţie (0,20 m) ;

— un al treilea calcaro-marnos, fin, verzui, cu dendrite de mangan (0,07 m).

3. Pe valea Bodiei stratele de Hoia au o dezvoltare apreciabilă ; ele stau pe marnele albăstrui de Brebi şi cuprind următoarea succesiune (fig. 2,I) :

— marne nisipoase, negricioase, cu impresiuni de lamelibranhiate mici, (?) chelicere de crabi etc. (0,40 m) ;

— nisipuri marnoase negricioase (arenite negricioase) cu fosile indeterminabile fragmentate, presate, precum şi cu miliolide (0,10 m) ;

— alternanţe de marne negricioase nisipoase cu marne calcaroase gălbui, cu resturi de moluşte abundente, cimentate (distingîndu-se cu greu exemplare de *Turritella*, (?) *Tympanotonos* etc. 0,22 m) ;

— marne vineţii-negricioase, nefosilifere, ce se desfac în plăci, cu rare miliolide (0,95 m) ; pe alocuri se individualizează şi un banc calcaros de 0,15—0,20 m grosime cu foarte multe miliolide ;

— nivel calcaros dur, gălbui, ce abundă în lamelibranhiate, în primul rînd în cardiide puternic cimentate (0,20 m) ;

— un al doilea nivel de marne nisipoase, negricioase, ca cel din baza succesiunii descrise, fin stratificate, cu aspect cvazişistos cu miliolide şi urme cărbunoase pe feţele de stratificaţie (0,75 m) ;

— gresie dură, albicioasă-albăstruie, cu mulaje de cardiide de talie medie şi mare, miliolide, numuliţi de tipul *N. fabianii* Prever, precum şi rare exemplare de corali (0,30 m).

Succesiunea se continuă pe încă 8—9 m şi am atribuit-o stratelor de Mera. După cum se observă, în această succesiune se dezvoltă cîteva nivele cu miliolide, cu cardiacee, iar la partea superioară cu numuliţi şi corali. Depozitele de sub nivelul cu numuliţi sînt echivalente cu nivelul cu *Panope allonsensis* de pe valea Groapa Stiavului, aşa cum am menţionat şi mai sus. Se reliefează în acest profil dezvoltarea apreciabilă a depozitelor subiacente nivelului inferior al stratelor de Hoia, adică acelea ale nivelului infrabazal.

Înainte de a încheia descrierea stratelor de Hoia, menţionăm că în profilul din versantul drept al văii Ciumărna, de pe văiuga ce izvorăşte de sub dealul cu cota 418 (fig. 2, IV), între nivelul coraligen inferior şi nivelul cochilifer superior al stratelor de Hoia, se dezvoltă o succesiune de depozite cu o grosime de circa 2,60 m, constînd din :

— marne verzui-vineţii, nefosilifere ;

— marne verzui-vineţii cu *Tympanotonos*, *Turritella*, *Polymesoda* etc., slab conservate ;

— banc calcaro-grezos cochilifer, dur, cu foarte multe cardiide, mai rar cu *Polymesoda* şi *Psammobia* ;

— marne nisipoase vineţii ce se sfărîmă uşor, cu spărtură neregulată, care spre partea superioară conţin multe mulaje de cardiacee ;

— banc marno-calcaros fosilifer dur, vineţiu-albăstrui, cu fosile slab conservate, indeterminabile ;

— marne vineţii, nefosilifere ;

— un ultim banc calcaros, vineţiu-albăstrui, peste care se aşterne nivelul superior al stratelor de Hoia.

Este interesant de menţionat că acest din urmă nivel este constituit din două bancuri calcaroase cochilifere, între care se intercalează un pachet de marne vineţii-albăstrui, nefosilifere. Bancul inferior al nivelului superior al stratelor de Hoia cuprinde calcare vineţii-albăstrui foarte cochilifere, cu fosilele puternic cimentate (0,35 m). Ca aspect litofacial şi biofacial se aseamănă pînă la identitate cu unele nivele ale stratelor de Mera din regiunea Cluj — Mera. În fine, bancul superior calcaros cochilifer are aceeaşi constituţie litologică ca şi cel inferior (0,30 m). Peste acestea urmează direct stratele de Curtuiuş fosilifere, cu *Turritella*.

B. *Stratele de Curtuiuş*. În regiunea Bozna — Stîna stratele de Curtuiuş se dezvoltă sub două aspecte litologice, şi anume :

— sub forma unor marne şi marno-argile de culoare brună, bruncenuşie sau cenuşiu-verzuie, pe alocuri şistoase, cu intercalaţii subţiri de gresii calcaroase şi marno-calcare gălbui, cel mai adesea fosilifere [3] ;

— sub forma unor marne cu *Tympanotonos labyrinthum labyrinthum*, cu intercalaţii de cărbuni precum şi cu bancuri de gresii albicioase, nefosilifere.

Sub forma unor marne brune, cu fragmente de moluşte, au fost observate pe valea Ciumărnei în ogaşul din versantul drept de sub dealul cu cota 418 şi în versantul stîng al unui afluent din cursul superior al aceleaşi văi, în apropiere de cota 402. De asemenea pe şoseaua Cluj — Zălau, la nord de satul Ciumărna, pe valea Groapa Stiavului de la Trăznea, precum şi pe un afluent de stînga al văii Ciumărna, în aval de sat.

Sub al doilea aspect, stratele de Curtuiuş se dezvoltă pe valea Boznei, punctul cel mai sudic de apariţie al acestora şi cuprind (fig. 2, II) ;

— marne vineţii-gălbui, nefosilifere, slab nisipoase (1,50 m) ;

— gresii foarte friabile, alb-gălbui, slab grosiere (0,40 m) ;

— marne vineţii, nisipoase, cu fluturaşi de mică (0,30 m) ;

— banc grezos, albicios, nefosilifer (0,30 m) ;

— marne vineţii-negricioase, fără stratificaţie şi nefosilifere (0,85 m) ;

— gresie slab marnoasă, gălbui-ruginie, micacee, nefosiliferă (2,25 m) ;

— gresie albicioasă, asemănătoare cu aceea de pe Valea Peşterii de la Hodiş (0,75 m) ;

— gresie verzui-gălbuie, slab marnoasă (0,50 m) ;

[3] În marno-argilele brune din apropierea nivelului superior al stratelor de Hoia se observă frecvente fragmente de cochilii aparţinînd genurilor *Sinodia*, *Callista*, *Pseudocyrena*, *Turritella*, exemplare întregi de *Tympanotonos (Tympanotonos) labyrinthum labyrinthum*, dinţi de peşti *(Odontaspis cuspidata)* etc.

— gresie albicioasă (0,30 m);
— marne vineţii, nefosilifere (0,35 m);
— calcar marnos, fin concreţionar, roşiatic-ruginiu la exterior, albăstrui în spărtură proaspătă, pe alocuri cu cochilii de moluşte indeterminabile (0,15—0,20 m);
— marne vineţii cu intercalaţii de calcare cochilifere cu *Tympanotonos labyrinthum labyrinthum* (4,18 m);
— marne gălbui-verzui (0,50 m), cu două intercalaţii cărbunoase subţiri, sub 0,08 m fiecare;
— gresie albă friabilă, în bancuri (1,70 m);
— marne vineţii-gălbui (0,10 m);
— şist cărbunos (0,05 m);
— marne albicioase (0,60 m);
— gresii albicioase friabile, fine, micacee şi cuarţoase (2,50 m).

Stratele de Curtuiuş din regiunea Bozna — Ciumărna au o grosime între 8 şi 12 m. Peste tot unde apar, ele stau pe nivelul superior al stratelor de Hoia şi suportă argila roşiatică a stratelor de Ticu inferioare.

C. *Stratele de Mera.* Aşa după cum am menţionat anterior (V. Moisescu şi Gh. Popescu, 1967, p. 215), stratele de Mera propriu-zise din regiunea Cluj — Mera încep printr-un nivel grezo-calcaros fosilifer, de culoare cenuşiu-gălbuie, cu mulaje de cardiacee, denumit de unul din noi „nivelul cu *Ampullinopsis crassatina* şi mulaje de cardiacee".

Deşi bancuri de gresii cu mulaje de cardiacee întîlnim frecvent în zona Trăznea — Ciumărna, acestea nu pot fi atribuite stratelor de Mera, deoarece ele suportă stratele de Curtuiuş sigure. Numai acolo unde peste o astfel de succesiune cu nivele de gresii calcaroase cu cardiacee urmează argila roşiatică a stratelor de Ticu inferioare se poate vorbi despre stratele de Mera. Este cazul succesiunii litologice de pe valea Bodiei, valea Lupuţului şi Pîrîul Izvorului (de la Buciumi).

Astfel, în cele ce urmează, vom reda numai succesiunea din profilul de pe valea Bodiei, fiind cea mai reprezentativă din întreg versantul stîng al văii Agrijului. Aceasta este constituită din (fig. 2, I):
— marne albăstrui-negricioase, nefosilifere (0,50 m);
— calcar grezos-gălbui cu foarte multe mulaje de cardiacee (0,25 m);
— nisipuri marnoase vineţii-gălbui, nefosilifere (0,20 m);
— nivel calcaro-grezos gălbui cu cardiide, cu gasteropode neidentificabile şi cu rare exemplare de *Nummulites fabianii*; este singurul loc unde o succesiune atribuită stratelor de Mera propriu-zise conţine şi forme de *Nummulites fabianii* (0,40 m)[4];
— marne nisipoase vineţii, nefosilifere (0,10 m);
— banc marno-calcaros gălbui (0,10 m);
— marne nisipoase vineţii, micacee, cu rare cochilii de cardiacee de talie mică (0,35 m);
— nisip gălbui-verzui, nefosilifer (1,50 m);
— gresii friabile, albăstrui, nefosilifere (0,75 m);
— banc cochilifer calcaros dur, foarte asemănător litofacial cu unele nivele ale stratelor de Mera propriu-zise din regiunea Cluj — Mera, cu forme de *Ampullinopsis* sau de *Ampullella* de talie medie şi mare, care apar

[4] Nu este exclus ca formele de *Nummulites* menţionate să fie remaniate.

pentru prima dată în acest nivel; de asemenea, se mai observă forme rare de *Nummulites fabianii*, *Babylonia (Peridipsaccus) caronis*, *Pitar (Callista) villanovae* etc. (0,60 m);

— nisipuri slab marnoase-gălbui, nefosilifere (1,00 m);

— nivel marno-calcaros albicios cu *Bayania stygii* (0,10 m);

— nisipuri slab micacee, gălbui-vineții (1,50 m);

— acumulări de calcare rulate și semirulate cu multe exemplare de *N. fabianii* (1,20 m), care suportă argilele roșietice și pestrițe ale stratelor de Ticu inferioare.

Din succesiunea de mai sus, se desprinde faptul că după dispariția stratelor de Curtuiuș, între stratele de Hoia coraligene și cu numuliți și argila roșiatică a stratelor de Ticu inferioare, își fac apariția depozite predominant marine, care aparțin stratelor de Mera. De aici se desprinde concluzia că stratele de Mera își găsesc un echivalent stratigrafic în nivelul superior al stratelor de Hoia, în stratele de Curtuiuș, precum și în stratele de Ciocmani *sensu stricto* [5].

D. *Stratele de Ticu inferioare* au cea mai mare dezvoltare în perimetrul cercetat și au o grosime de circa 70—80 m, uneori chiar mai mult. În zona Trăznea — Ciumărna, stratele de Ticu inferioare sînt puternic invadate de gresii friabile, pe alocuri slab grosiere, de culoare albicioasă-albăstruie, uneori cu intercalații verzui.

În versantul stîng al văii Ciumărna, în apropiere de biserica din localitate, la o mică distanță de falia care aduce în contact anormal stratele de Ticu inferioare cu marnele de Brebi, se observă că acestea se dezvoltă în bancuri masive de 2 pînă la 5 m grosime, fără o stratificație evidentă, fiind urmate de depozite stratificate în bancuri decimetrice, constituite din gresii galben-verzui și argile grezoase gălbui-vișinii, peste care se așternpachete groase de argile roșietice și pestrițe. O situație similară se observă și în versantul drept al văii Ciumărna, pe văiuga de sub dealul Măgura.

E. *Stratele cu cardiacee.* Stratele de Ticu superioare nu apar în regiunea cercetată, în schimb se dezvoltă așa-numitele „strate cu cardiacee", care ocupă aceeași poziție ca acestea în raport cu subasmentul lor.

Stratele cu cardiacee apar în baza stratelor de Ileanda (iar acolo unde stratele de Ileanda și de Cetate lipsesc, în baza stratelor de Zimbor inferioare). Ele sînt suportate peste tot de argila roșiatică a stratelor de Ticu inferioare. În regiunea cercetată, aceste depozite se pot urmări în versantul drept al văii Ciumărna (sub dealul Măgura), pe ogașul de sub dealul cu cota 418, precum și în versantul stîng al aceleiași văi, în aval de satul Ciumărna. Ele se continuă în valea Stînei și mai departe spre nord, crescînd totodată și în grosime. Stratele cu cardiacee au fost puse în evidență pentru prima dată de A. Rusu (1967, p. 440), socotindu-le un echivalent al stratelor de Bizușa din nord. Poziția lor imediat la baza stratelor de Ileanda și prezența cardiaceelor justifică acest lucru.

Deschiderea cea mai completă a fost observată în versantul stîng al văii Ciumărna, în aval de sat. Aici, peste argilele roșii ale stratelor de Ticu inferioare urmează:

— gresii vineții friabile, nefosilifere (0,15 m);

[5] Adică acelea care în regiunea Ciocmani se încheie cu nivelul cu *Scutella subtrigona*.

— gresii fine cenuşii, ce se desfac în plăci pe feţele cărora se observă impresiuni de frunze (0,25 m);

— gresii cenuşii cu aspect brecios-globulos, cu spărtură neregulată, ce abundă în mulaje de cardiacee (0,75 m); gresia se desface, de cele mai multe ori, după mulajele de fosile a căror talie nu depăşeşte 1—1,5 cm înălţime;

— banc dur de gresii cenuşii (0,20 m), cu cochilii de cardiacee intersectate prin acţiunea erozivă a apelor; prin erodare iau aspectul unor nivele cochilifere foarte asemănătoare cu cele existente în stratele de Mera.

Deasupra urmează gresii slab argiloase, lipsite de stratificaţie, cu apariţii sporadice de şisturi argiloase, care aparţin complexului stratelor de Ileanda. Grosimea stratelor cu cardiacee de la Ciumărna nu depăşeşte 2,50 m şi constituie un foarte bun reper stratigrafic la baza stratelor de Ileanda.

Pe ogaşul ce porneşte de sub dealul Măgura, stratele cu cardiacee vin în contact direct cu stratele de Zimbor inferioare.

F. *Stratele de Ileanda* se întîlnesc atît în versantul drept al văii Ciumărna, cît şi în versantul stîng. Primul punct este totodată şi ultima apariţie a stratelor de Ileanda spre sud. În zona Ciumărna — Stîna, aceste depozite nu apar sub faciesul lor tipic, fiind constituite aici din marno-argile nisipoase, cenuşii-negricioase şi foarte micacee, pe alocuri de culoare brun-cenuşie cu cruste galbene de sulfaţi. În regiunea cercetată, stratele de Ileanda au o grosime de circa 25—30 m.

G. *Stratele de Cetate.* Gresia de Cetate formează un bun reper stratigrafic, începînd de la Sîngeorgiu de Mezeş în sud şi pînă la Stîna — limita nordică a regiunii cercetate de noi. Mai departe, spre localitatea Var, se pare că aceasta devine inseparabilă de orizontul stratelor de Zimbor inferioare şi îşi găseşte un echivalent stratigrafic în ceea ce Gr. Răileanu şi Emilia Saulea (1956) au desemnat sub numele de „gresia de Var". În valea Trăznei, gresia de Cetate are o grosime de 25—30 m.

H. *Stratele de Zimbor inferioare.* Peste gresia de Cetate urmează depozite argiloase roşii cu pietrişuri. În versantul stîng al văii Agrijului, la Păuşa, dar mai ales de la Chichişa spre nord, stratele de Zimbor inferioare devin tot mai grezoase, dezvoltîndu-se în bancuri masive lipsite de o stratificaţie evidentă, pe alocuri microconglomeratice. Ele îşi au un corespondent în gresia de Tihău, aşa după cum reiese şi din hărţile geologice întocmite de O. Iliescu şi colaboratori [6] cu ocazia efectuării prospecţiunilor de cărbuni din această zonă.

CONSIDERAŢII ASUPRA CORELĂRII FACIESURILOR OLIGOCENULUI DIN REGIUNEA MERA — CIUMĂRNA — CIOCMANI

Problema corelării faciesurilor oligocenului de tip Mera cu cele de tip Jibou — Ciocmani a preocupat pe mulţi geologi. Regiunea care ne poate oferi unele indicaţii în această direcţie este aceea din versantul stîng al văii Agrijului, dintre localităţile Bozna în sud şi Stîna în nord, unde se observă ultimele apariţii ale stratelor de Ileanda, de Bizuşa şi de Curtuiuş. Dar tocmai această regiune prezintă unele dificultăţi, în sensul că atît

[6] *Op. cit.*, pl. XVII şi pl. XVIII.

stratele de Mera,cît și stratele de Ciocmani lipsesc în totalitate (fig. 3). De acest fapt nu s-a ținut probabil seama și ca urmare, pe hărțile întocmite în regiunea menționată, inclusiv pe foaia Cluj, scara 1 : 200 000, stratele de Ticu inferioare au fost cartate drept strate de Ciocmani și atribuite lattorfianului.

De asemenea, stratele de Cetate împreună cu stratele de Zimbor inferioare au fost descrise sub denumirea de „strate de Tic-Cetate" [7] și considerate chattiene. Stratele de Ticu-Cetate adevărate, au însă o vîrstă rupelian-chattiană.

După cum se observă, lipsa unor criterii adecvate în reprezentarea cartografică a complexelor lito-biofaciale atrage după sine implicații de ordin cronostratigrafic. În lumina celor discutate pînă acum se pot aduce cîteva precizări, și anume :

1. Nivelul superior al stratelor de Hoia, împreună cu stratele de Curtuiuș și stratele de Ciocmani *sensu stricto* își găsesc în sud un echivalent stratigrafic în stratele de Mera. Ele sînt heteropice în raport cu acestea din urmă.

Am arătat cu altă ocazie (V. Moisescu și Gh. Popescu, 1967, p. 212—215) că în stratele de Mera, de pe valea Berecoaia, se pot separa mai multe nivele lito-biofaciale. Stratelor de Hoia le corespund : nivelul de marne calcaroase cu *Balanus concavus* și *Pycnodonte gigantica*, nivelul cu *Anodontia (Anodontia) globulosa* și nivelul inferior cu *Scutella subtrigona*. Stratele de Curtuiuș își găsesc un echivalent stratigrafic în : nivelul de gresii decalcifiate cenușii-negricioase cu cuiburi cărbunoase și mulaje de lamelibranhiate, nivelul de marne grezo-nisipoase friabile, gălbui-verzui cu *Ostrea flabellulaeformis*, nivelul de gresii calcaroase cenușii, fin cuarțoase și micacee cu *Tympanotonos labyrinthum labyrinthum* și *Callista villanovae*, nivelul de gresii marnoase cenușii, nefosilifere, nivelul de gresii negricioase cu zone cenușii-gălbui și marne cenușii fin nisipoase, precum și nivelul de gresii friabile gălbui-verzui cu mulaje de lamelibranhiate. În fine, stratelor de Ciocmani *sensu stricto* le corespund : nivelul de gresii marnoase friabile, verzui-gălbui, cu *Ampullinopsis crassatina* și mulaje de *Cardium transylvanicum*, nivelul de gresii brun-verzui cu resturi de *Calianassa* și dinți de pești, nivelul de calcare grezoase cu mulaje de moluște, nivelul de calcare grezoase și calcarenite în plăci, șisturi calcaroase, grezo-calcare, calcare grosiere cu *Scutella subtrigona* și resturi de moluște, denumit și nivelul superior cu *Scutella subtrigona*, precum și nivelul de gresii calcaroase și marne vineții cu *Pseudocyrena* (G. Bombiță și V. Moisescu, 1968, p. 710—712.)

2. În regiunea dintre localitățile Trăznea și Stîna, faciesul stratelor de Ticu inferioare invadează stratele de Ciocmani și de Mera (fig. 3), substituindu-le în întregime și venind în contact direct cu stratele de Curtuiuș. În această situație, partea inferioară a stratelor de Ticu inferioare reprezintă un echivalent stratigrafic al stratelor de Ciocmani și de Mera. Acest fapt nu constituie însă un argument pentru a considera stratele de Ticu inferioare drept strate de Ciocmani, deoarece poate avea consecințe de ordin cronostratigrafic, așa după cum am menționat mai sus.

[7] Gh. Mărgărit, O. Iliescu, D. Socoleanu, Maria Mărgărit, C. Mihăilescu, L. Mihăilescu, O. Radu (1963), *Raport de prospecțiuni geologice pentru cărbuni în bazinul văii Coas și valea Almașului*, Arh. Com. Stat Geol., p. 17—25.

Sub un facies heteropic, stratele de Ticu inferioare își au un corespondent în nord, în succesiunea de depozite ce urmează peste nivelul calcaros cu *Scutella subtrigona* al stratelor de Ciocmani *sensu stricto* și suportă stratele de Bizușa (fig. 3)

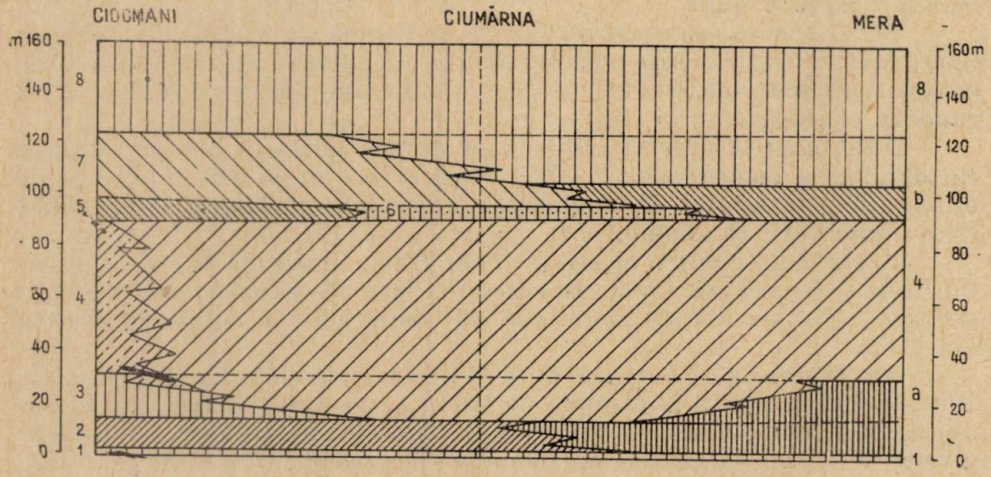


Fig. 3

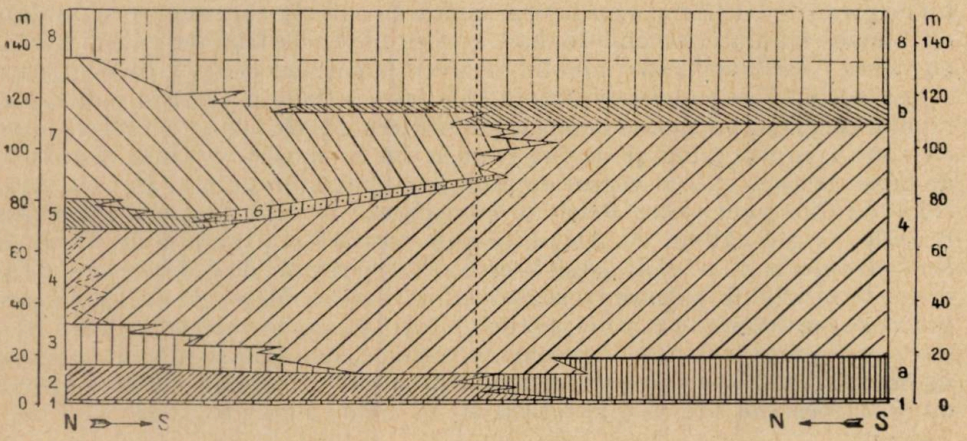


Fig. 3. — Schema variațiilor de facies ale oligocenului dintre Mera — Ciumărna — Ciocmani. *1*, strate de Hoia; *2*, strate de Curtuiuș; *3*, strate de Ciocmani; *4*, strate de Ticu inferioare; *5*, strate de Bizușa; *6*, strate cu cardiacee; *7*, strate de Ileanda; *8*, strate de Cetate; *a* — strate de Mera; *b* — strate de Ticu superioare.

3. Stratele cu cardiacee sînt sincrone cu stratele de Bizușa din nord (precizare făcută anterior de A. Rusu, 1967, p. 440) și heteropice. Totodată, trebuie subliniat că aceste depozite se aseamănă foarte mult și cu gresiile cu cardiacee de la partea inferioară a stratelor de Cetate din jurul localității Sînpaul — regiunea Cluj.

4. Dacă considerăm stratele cu cardiacee (și respectiv stratele de Bizușa) ca echivalente ale părții inferioare a stratelor de Ticu superioare, reiese că stratele de Ileanda se plasează undeva la partea superioară a

stratelor de Ticu superioare precum și la partea inferioară a stratelor de Cetate (fig. 3 sus).

În regiunea Mera — Dîncu, stratele de Cetate prin partea lor inferioară și stratele de Ticu superioare prin depozitele de peste nivelul cu *Nuculana westendorpi gracilis*, cu intercalații șistoase și urme de solzi de pești, trădează prezența șisturilor de Ileanda într-un facies mai grosier, mai apropiat de țărm.

Nu este exclusă nici o a doua posibilitate. Astfel, stratele de Ileanda împreună cu stratele cu cardiacee ar putea să reprezinte partea superioară a stratelor de Ticu inferioare din sud, stratele de Ticu superioare în întregime, precum și baza stratelor de Cetate (fig. 3 jos). Este cunoscut că și în stratele de Ticu superioare se găsesc intercalații șistoase cu solzi de pești, puse în evidență în regiunea Dîncu — Ticu la nord de Aghireș.

CONSIDÉRATIONS CONCERNANT LES FACIÈS DE L'OLIGOCÈNE DE LA RÉGION TRĂZNEA — CIUMĂRNA (NORD-OUEST DE LA TRANSYLVANIE)

RÉSUMÉ

Dans la région de Trăznea — Ciumărna les dépôts oligocènes comprennent : les Couches de Hoïa, les Couches de Curtuiuș, les Couches de Ticu inférieures, les Couches à Cardiacées, les Couches d'Ileanda, les Couches de Cetate et les Couches de Zimbor inférieures.

Le versant gauche de la vallée de l'Agrij, entre les localités Bozna au Sud et Stîna au Nord, est connu comme zone d'engrenage des faciès de type Jibou-Ciocmani avec ceux de type Cluj-Mera.

Par suite de l'étude effectuée dans cette région on est arrivé aux conclusions suivantes :

— le niveau supérieur des Couches de Hoïa, les Couches de Curtuiuș et les Couches de Ciocmani *sensu stricto* trouvent au sud un équivalent stratigraphique dans les Couches de Mera *sensu lato*.

— le faciès des Couches de Ticu inférieures envahit les Couches de Mera-Ciocmani, en les substituant complètement, et en venant de la sorte en contact direct avec les Couches de Curtuiuș.

— les Couches à Cardiacées, synchroniques, avec les Couches de Bizușa situées plus au nord, se développent dans un faciès hétéropique. Elles ressemblent du point de vue litho-biofacial aux grès à Cardiacées constituant la partie basale des Couches de Cetate des environs de la localité de Sînpaul (région Cluj).

— les Couches d'Ileanda soit s'intègrent dans le complexe des Couches de Cetate (fig. 3 en haut), soit s'engrènent non seulement dans celui-ci mais aussi dans la partie terminale des Couches de Ticu inférieures (fig. 3 en bas). Dans le premier cas, les Couches d'Ileanda et les Couches à Cardiacées ont un âge chattien ; dans le second cas, elles seraient un peu plus anciennes, c'est-à-dire, rupélien — chattiennes.

BIBLIOGRAFIE

BOMBIȚĂ G. și MOISESCU V. (1968), *Données actuelles sur le Nummulitique de Transylvanie*, Mém. B.R.G.M. (*58*), Paris, 709—721.

HOFMANN K. (1881), *Bericht über die im Nordwestsiebenbürgischen Grenzgebirge und Umgebung im Jahre 1881 ausgeführten geologischen Specialaufnahme*, Földt. Közl., Budapesta, **XI**, 317—329.

MOISESCU V. și POPESCU GH. (1967), *Studiul stratigrafic al formațiunilor paleogene și miocene din regiunea Chinteni — Baciu — Sînpaul (nord-vestul Transilvaniei)*, St. cerc. geol., geofiz. și geogr., seria geol., **XII**, *1*, 211—217.

RĂILEANU GR. și SAULEA EMILIA (1956), *Paleogenul din regiunea Cluj și Jibou (nord-vestul Bazinului Transilvaniei)*, An. Com. geol. **XXIX**, 292—306.

RUSU A. (1967), *Studiul geologic al regiunii Moigrad (nord-vestul Bazinului Transilvaniei)*, D.S. Com. geol., **LIII**, *1*, 427—447.

Primit în redacție
la 16 septembrie 1968

Institutul de geologie și geografie
al
Academiei Republicii Socialiste România

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA ȘI ORIZONTAREA DEPOZITELOR OLIGOCENE DIN REGIUNEA CLUJ — JIBOU — Tg.-LĂPUȘ

DE

O. ILIESCU, GH. MĂRGĂRIT și MARIA MĂRGĂRIT

55(05)

În lucrarea de față, autorii aduc unele contribuții referitoare la variațiile de facies ale stratelor de Mera — Ciocmani, argumentează sincronismul dintre stratele de Ticu și Ileanda, precizînd și zona în care au loc schimbările de facies ale acestora.

Se demonstrează existența gresiei de Cetățuia (= orizontul grezos al stratelor de Cetate), pe baze paleontologice și litologice și la est de culmea Mezeșului.

De asemenea, se paralelizează oligocenul superior-acvitanianul din regiunea Cluj — Jibou cu cel din zona Jibou — Tg.-Lăpuș, aducîndu-se argumente pentru echivalarea gresiei de Cetățuia cu gresia de Var, cu partea inferioară a gresiei de Cliț și cu partea cu totul bazală a gresiei de Buzaș, precum și în privința echivalării stratelor de Zimbor și Sînmihai cu gresia de Tihău.

Din punct de vedere structural, regiunea care formează obiectul prezentei lucrări face parte din zona paleogenă a Bazinului Transilvaniei.

Date de ordin geologic referitoare la această parte a bazinului se cunosc încă din a doua jumătate a secolului trecut din lucrările lui F. Hauer și G. Stache (1863), K. Hofmann (1879) și A. Koch (1894—1900).

Printre cercetătorii din ultimul timp care au adus o contribuție însemnată în legătură cu cunoașterea stratigrafiei acestor depozite menționăm pe Gr. Răileanu și Emilia Saulea (1956), Th. Joja (1956) și I. Dumitrescu (1957), ale căror lucrări se referă la diferite sectoare ale bazinului, fiecare dintre ele avînd o valoare bine cunoscută.

St. și cerc. de geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 14, nr. 2, p. 463—475, București, 1969

Rezultatele unor cercetări geologice recente, efectuate în diferite sectoare ale acestei regiuni, sînt consemnate într-o serie de publicaţii şi aparţin geologilor V. Lăzărescu (1965)[1], V. Moisescu (1963, 1966, 1967), A. Rusu (1965, 1967), sau rapoarte geologice întocmite de I. Barbu, S. Năstăseanu, I. Drăghici, V. Mutihac, C. Mihăilescu, Liliana Mihăilescu, A. Naghel etc.

Dat fiind faptul că aceste lucrări au un caracter fragmentar, se impune necesitatea unor precizări în ceea ce priveşte paralelizarea diferiţilor termeni ai oligocenului, în scopul obţinerii unei imagini unitare asupra acestor depozite din nord-vestul Transilvaniei.

Prin cercetările efectuate în regiunea Cluj — Jibou — Tg.-Lăpuş începînd din anul 1962 şi pînă în prezent s-au obţinut o serie de date noi, pe baza cărora încercăm să abordăm cîteva probleme legate de faciesurile şi orizontarea depozitelor amintite.

STRATIGRAFIA REGIUNII

Întrucît ne-am propus să discutăm numai formaţiunile oligocene, formaţiunile sub- şi supraiacente vor fi amintite în măsura în care acest lucru va fi necesar.

I. OLIGOCENUL

Deoarece unele probleme legate de stratigrafia depozitelor paleogene încă nu şi-au găsit o rezolvare unanim acceptată, aşa cum reiese şi din lucrările ultimului congres al paleogenului (Bordeaux — 1962), vom descrie depozitele oligocene după schema veche, conform căreia în Bazinul Transilvaniei lattorfianul ar fi reprezentat prin stratele de Mera — Cioc-mani, rupelianul prin stratele de Ticu sau Ileanda, iar chattian—acvitanianul prin stratele de Cetate, Zimbor şi Sînmihai.

Înainte însă de a începe descrierea acestor formaţiuni, este necesar să facem unele sublinieri legate de stratele de Hoia, care au constituit mobilul a numeroase discuţii contradictorii în ce priveşte conţinutul litologic, poziţia stratigrafică şi apartenenţa lor la eocen (K. Hofmann, 1879) sau oligocen (A. Koch, 1894; Gr. Răileanu şi Emilia Saulea, 1957; Th. Joja, 1956, I. Dumitrescu, 1957; V. Moisescu şi Gh. Popescu, 1967; A. Rusu, 1967).

În accepţiunea noastră, stratele de Hoia sînt alcătuite din calcare recifale, gălbui-albicioase, bogat fosilifere (corali, turitele, numuliţi mici, lamelibranhiate nedeterminabile etc.), cu o grosime de maximum 4 m, situate peste marnele cu briozoare eocene şi sub stratele de Curtuiuş de vîrstă oligocenă, individualizîndu-se ca o entitate de sine stătătoare între valea Treznea şi Jibou.

---

[1] V. Lăzărescu (1965), *Cercetări geologice între Someş şi Lăpuş, la nord-est de Dej*, lucrare de doctorat.

Datorită legăturilor genetice și afinităților litologice pe care le au față de marnele cu briozoare, este firesc să le atașăm la eocen și nu la oligocen.

1. Stratele de Mera — Ciocmani

Stratele de Mera au fost definite de A. Koch (1894) pentru partea de sud a Bazinului Transilvaniei, iar echivalentul lor din regiunea Jiboului de către K. Hofmann (1879), sub numele de strate de Ciocmani.

Gr. Răileanu și Emilia Saulea (1956) au precizat că stratele de Ciocmani cuprind nu numai pe cele definite de K. Hofmann, ci și stratele de Curtuiuș din baza lor.

Spre deosebire de antecercetători, noi considerăm stratele de Mera echivalente cu stratele de Ciocmani plus Curtuiuș, dar fără stratele de Hoia, pe care le repartizăm eocenului.

Avînd în vedere această echivalență între stratele de Mera și Ciocmani în sensul de mai sus, vom folosi în descrierea noastră termenul de strate de Mera — Ciocmani.

Deoarece stratele de Curtuiuș reprezintă un facies bazal al stratelor de Mera — Ciocmani, vom începe descrierea cu acestea.

a. Faciesul de Curtuiuș

A fost întîlnit în partea de nord a regiunii cercetate, începînd din valea Boznei (și nu din valea Orteleculuí, cum se cunoștea pînă acum), pînă la Tg.-Lăpuș. Totuși, revizuirile recente efectuate în împrejurimile localității Petrindu au dus la identificarea faciesului de Curtuiuș și în partea de sud a bazinului, fapt care pune problema existenței acestuia și în alte puncte din zona cuprinsă între Cluj — Huedin și culmea Mezeșului.

Litologic, este reprezentat prin marno-argile nisipoase fine, nestratificate, micafere, de culoare cenușiu-albăstruie sau vișiniu-roșcată, în care sînt prezente 1 — 2 intercalații de cărbuni și șisturi cărbunoase cu grosimi de 0,15 — 0,30 m.

De asemenea, se mai întîlnesc calcare și grezo-calcare fosilifere (ostrei, turitele, ceriți) asemănătoare cu cele din cadrul stratelor de Ciocmani s.str., ca în regiunea dintre Ciocmani și Tg.-Lăpuș, a căror prezență l-a determinat pe Șt. Mateescu (1926) să descrie depozitele de Curtuiuș împreună cu cele de Ciocmani s.str. sub numele de strate de Cuciulat.

Fauna depozitelor de Curtuiuș este frecvent alcătuită din forme ca *Planorbis* sp., *Helix* sp., *Limnaea* sp. etc., care pledează pentru existența unui mediu de depunere salmastru.

În ceea ce privește stratele de Mera — Ciocmani, acestea prezintă mari variații litologice pe întreg arealul dezvoltării lor. Astfel, între Cluj și Huedin sînt alcătuite din calcare și grezo-calcare fosilifere, nisipuri gălbui-verzui, cărora li se adaugă la nord de Huedin și depozite argiloase roșcate sau albăstrui. La est de culmea Mezeșului și îndeosebi în zona Moigradului, acestea sînt reprezentate aproape în exclusivitate prin marne și argile micafere, slab grezoase, nisipoase, vișiniu-roșcate, cu pete cenușiu-albăstrui sau verzui.

Din valea Orteleculuí spre nord, faciesul lor este asemănător cu cel din partea de sud a bazinului, în sensul că intercalaţiile de argile roşcate sînt subordonate marnelor şi grezo-calcarelor, iar la est de localitatea Ciocmani acestea chiar dispar. În cadrul acestei formaţiuni, în regiunea de la sud de Preluca predomină depozitele calcaroase şi grezo-calcaroase, a căror separare de seria calcaroasă eocenă se face destul de greu, atunci cînd lipseşte faciesul de Curtuiuş (ex. dealul Hîrtopul Mare de la sud de Tg.-Lăpuş).

Multiplele variaţii de facies ale stratelor de Mera — Ciocmani, îndeosebi cele de la nord şi sud de valea Orteleculuí, au fost puse pe seama tectonicii părţii de nord-est a munţilor Mezeş şi în special a faliei Moigradului (Şt. Mateescu, 1938).

Fără să minimalizăm importanţa faliei Moigradului sau a sistemului de fracturi din această zonă, subliniem faptul că aceste variaţii de facies au existat, dar pe zone mult mai largi, legate probabil de scufundarea fundamentului cristalin al Mezeşului şi Ţicăului. În acest sens stratele de Mera — Ciocmani îşi schimbă faciesul mai la sud, respectiv de la Sîngeorgiu de Mezeş şi mai puţin de la nord-vest de localitatea Huedin.

2. Stratele de Ticu = stratele de Ileanda

Condiţiile de sedimentare diferite existente în timpul oligocenului inferior (lattorfian) s-au menţinut şi în oligocenul mediu (rupelian), depunîndu-se în partea de sud a regiunii argile roşii cu intercalaţii de nisipuri şi pietrişuri, denumite de A. Koch (1894) strate de Ticu, iar în partea de nord şisturi argiloase disodilice, cu intercalaţii de gresii şi nisipuri descrise de acelaşi autor ca strate de Ileanda Mare.

Întrucît aceste două entităţi litologice sînt sincrone (aşa după cum se va vedea), vom începe descrierea de la sud la nord, deci cu stratele de Ticu.

Acestea sînt alcătuite, din punct de vedere litologic, din alternanţe de argile şi argile nisipoase, roşcate, cu gresii şi nisipuri cuarţitice, cenuşiu-albicioase. Uneori, către partea lor superioară, se individualizează un pachet de gresii cuarţitice, cenuşiu-vineţii, aşa cum se observă între localităţile Mera şi Şard.

În general, stratele de Ticu nu ridică probleme decît în legătură cu limita superioară, în sensul că unii cercetători o plasează sub şisturile argiloase, fosilifere, cu intercalaţii de cărbuni (Gh. Voicu, 1955 [2], D. Patrulius, 1958; N. Meszaroş, 1959), părere la care ne raliem şi noi, sau deasupra acestora, şi deci le ataşează la stratele de Ticu (Gr. Răileanu şi Emilia Saulea, 1956; V. Moisescu, 1963).

O altă problemă care comportă discuţii este aceea a separării lor cartografice, în situaţia în care stratele de Mera îmbracă un facies asemănător cu cel al stratelor de Ticu, aşa cum se observă între Buciumi şi Treznea. La nord de valea Treznea situaţia se complică atît din cauza schimbărilor de facies ale stratelor de Ticu, cît şi din cauza unor accidente tectonice.

[2] Gh. Voicu (1955), *Raport geologic de cartare asupra cîmpului I Tămaşa.*

Aceste schimbări sînt greu de sesizat pe teren, datorită unei falii direcționale urmărite între valea Treznea și localitatea Stîna. Aici, pe versantul de sud al văii Ciumărna se dezvoltă stratele de Ileanda peste stratele de Mera în faciesul argilos-nisipos roșcat, iar pe culmea dintre valea Ciumărna și valea Treznea nu se întîlnesc decît depozite argiloase roșii, care cuprind atît stratele de Mera, cît și stratele de Ticu.

După cum s-a amintit, din valea Ciumărna și nu din valea Jacului, cum se considera pînă acum, spre nord, are loc o schimbare de facies la nivelul stratelor de Ticu, în sensul că acestea trec la stratele de Ileanda. Zona în care se realizează această trecere este totuși mai largă, fiind cuprinsă între valea Ciumărnei — valea Chichișa și chiar valea Jacului, caracterul disodiliform specific stratelor de Ileanda observîndu-se chiar din valea Ciumărnei, dar se accentuează în regiunea Jibou — Tg.-Lăpuș. Menționăm în acest sens că, dacă pe ambii versanți ai văii Ciumărnei depozitele prezintă caracterele stratelor de Ileanda, pe dealul dintre valea Ciumărnei și valea Chichișei au caracterele tipice stratelor de Ticu, pentru ca mai spre nord să se întîlnească din nou depozite cu caractere specifice stratelor de Ileanda.

De la vest de localitatea Ciocmani, către Tg.-Lăpuș, se individualizează în baza stratelor de Ileanda un pachet de depozite marno-calcaroase alb-gălbui, bituminoase, fosilifere (solzi de pești, cardiacee mici și alte forme nedeterminabile), cunoscute în literatură sub diferite denumiri, ca : marne cu cardiacee (Gr. Răileanu și Emilia Saulea, 1956), strate de Bizușa (I. Dumitrescu, 1957) etc.

Amintim că la est de localitatea Stîna am întîlnit între depozitele roșcate ale stratelor de Mera — Ciocmani și șisturile disodilice ale stratelor de Ileanda, din versantul stîng al văii Chichișa, un pachet subțire de gresii calcaroase microconglomeratice, fosilifere (numeroase cardiacee mici cu cochilia bombată, nedeterminabile specific). Aceste depozite au fost considerate de A. Rusu (1967) ca echivalentul stratelor de Bizușa din nord, dar care după părerea noastră pot fi atribuite tot atît de bine stratelor de Mera — Ciocmani.

În ceea ce privește problema heteropiei și implicit problema echivalării stratelor de Ileanda cu stratele de Ticu, aceasta a fost pusă încă din 1952 de I. Dumitrescu pe motivul că ambele formațiuni stau peste stratele de Mera ; ulterior (1957), același autor extinde această problemă și la stratele de Cetățuia, considerînd că oligocenul mediu din nord-vestul Depresiunii Transilvaniei cuprinde două faciesuri : Ticu — Cetățuia pentru regiunea Clujului și Bizușa — Ileanda pentru regiunea Jac — Jibou — Ileanda.

Întrucît am separat gresia de Cetate s.str. (= gresia de Cetățuia) și la nord-vest de valea Almașului pe criterii paleontologice și litologice, așa cum se va vedea la momentul oportun, iar cele două formațiuni, de Ticu și Ileanda, care se dezvoltă la sud și nord de valea Ciumărna, stau peste stratele de Mera — Ciocmani și suportă gresia de Cetate s.str., reiese clar că nu poate fi vorba de echivalarea nici unei părți din acestea cu o parte din depozitele supraiacente lor, echivalarea făcîndu-se numai între stratele de Ticu și Ileanda sau Ileanda și Bizușa, acolo unde sînt prezente și acestea din urmă.

De altfel şi Gr. Răileanu şi Emilia Saulea (1956) echivalează stratele de Ticu cu stratele de Ileanda, însă înglobează la primele şi depozitele cu intercalaţii de cărbuni din baza stratelor de Cetate, care în realitate se întîlnesc în întreg bazinul deasupra depozitelor roşii de Ticu sau a celor disodilice de Ileanda.

3. Stratele de Cetate

Înainte de a discuta problemele pe care le ridică aceste depozite pe plan regional, menţionăm mai întîi care este conţinutul lor litologic, precum şi interpretarea care li s-a dat de la o zonă la alta, de către un autor sau altul.

În accepţiunea noastră, stratele de Cetate cuprind toate depozitele situate peste stratele de Ticu sau stratele de Ileanda şi suportă stratele de Zimbor.

Deoarece faciesul cărbunos nu se întîlneşte totdeauna în baza stratelor de Cetate şi deci nu se poate urmări regional ca o entitate litologică cu valoare de orizont, cît şi din cauză că acelaşi facies este prezent şi în cadrul gresiei de Cetăţuia, am ajuns la concluzia că trebuie redus numărul orizonturilor din cadrul stratelor de Cetate separate de Gh. Voicu [3], la două, respectiv la orizontul grezos în bază şi orizontul argilos roşu la partea superioară [4]. Acest lucru se verifică perfect în regiunea Cluj — Jibou, unde cele două entităţi menţionate au valoare de orizont, putîndu-se separa şi cartografic.

a. *Orizontul grezos*

Urmărind depozitele corespunzătoare acestui orizont din dealul Cetăţuia (unde au fost descrise de A. Koch în 1894, sub numele de stratele de Cetate sau stratele cu *Corbula*) spre nord-vest, acestea prezintă o serie de particularităţi. Astfel, în regiunea dintre Cluj şi valea Almaşului sînt bogat fosilifere conţinînd numeroase exemplare de *Corbula* sp., *Cyrena* sp., cardiacee, unionide etc., care constituie de cele mai multe ori lumaşele, ca la Cluj, Mera, Sînpaul, Şard, Cornești, Ticu.

La Cluj, acelaşi orizont nu conţine cărbuni, spre deosebire de regiunea Mera — Sînpaul — Şard — spre valea Almaşului, unde sînt prezente una pînă la trei intercalaţii de cărbuni, situate în partea bazală şi mediană a orizontului.

În regiunea cuprinsă între localităţile Mera — Aghireş — Ruginoasa, unii din autori (Gh. Mărgărit şi Maria Mărgărit, 1966) au pus în evidenţă, către partea superioară a orizontului, două intercalaţii de silexite, cu grosimi de 0,05 — 0,10 m fiecare, legate întotdeauna de cel de-al doilea nivel cărbunos.

---

[3] *Op. cit.*

[4] Gh. Mărgărit, Victoria Zotta, Maria Mărgărit, C. Mihăilescu, Liliana Mihăilescu (1964), *Prospecţiuni geologice în regiunea Zimbor — Cluj — Apahida*, Arh. Com. Stat Geol.

Faptul că gresia de Cetate s.str. se afundă la nord-vest de valea Almașului a determinat pe Gr. Răileanu și Emilia Saulea (1956) s-o considere un facies cu dezvoltare locală. Urmărită însă pe direcție, aceasta se dezvoltă și la vest de valea Almașului, sub forma unei fîșii continue, pînă în împrejurimile localităților Hodiș — Fildu de Sus, întîlnindu-se și la est de culmea Mezeșului, între Sîngeorgiu de Mezeș și vest de Surduc.

Separarea gresiei de Cetate s. str. la vest de valea Almașului și la est de culmea Mezeșului s-a făcut pe baza argumentelor litologice și faunistice (lumașelele de corbule, cirene, cardiacee întîlnite între Buciumi și Treznea).

Tot ca un aspect pozitiv al cercetărilor noastre, alături de semnalarea lumașelelor cu corbule, identice cu cele din dealul Cetățuia de la Cluj, este și semnalarea faciesului cărbunos din cadrul gresiei de Cetate de-a lungul culmii Mezeșului, la Buciumi, Bozna, Treznea, valea Chichișei și sud de Borza.

De asemenea, prin cercetările efectuate am ajuns la concluzia că pachetul de gresii din împrejurimile Jiboului, descris de Gr. Răileanu și Emilia Saulea (1956) sub numele de gresia de Var, pe care o consideră „corespondentul orizontului de Zimbor și poate și de Cetate" (p. 301), reprezintă în realitate gresia de Cetate s.str., întrucît chiar pe Valea Varului această gresie stă peste stratele de Ileanda și este separată de gresia de Zimbor, care aflorează sub Cornul Borzei, prin depozite argiloase roșcate, corespunzătoare orizontului superior al stratelor de Cetate.

La est de Surduc, gresia de Cetate s.str. își are echivalent în partea inferioară a gresiei de Cliț, iar de aici către est, spre Rus — Gîlgău, în partea cu totul bazală a gresiei de Buzaș.

b. *Orizontul argilos, roșu*

În partea de sud a regiunii, respectiv de la nord-est de localitatea Mera și pînă în valea Almașului — la Sutor și Bozolnic — , acest orizont este reprezentat prin alternanțe de argile roșcate, nisipuri, gresii și conglomerate cuarțitice cenușiu-verzui sau albicioase, nefosilifere.

În regiunea amintită, caracteristic pentru acest orizont este prezența menilitelor localizate în depozitele argiloase roșcate din zona Șard — Cornești, identificate și descrise de unii din autori (Gh. Mărgărit și Maria Mărgărit, 1966). Spre nord, pînă la Prodănești, gresiile și conglomeratele se individualizează sub forma mai multor bancuri cu grosimi decimetrice, asemănătoare cu cele din orizontul bazal, în cuprinsul cărora este prezent și faciesul cărbunos, ca la est de Huta, valea Boznei, valea Luncile cu Brazi și nord de Jac. De altfel, faciesul cărbunos este prezent și în cadrul depozitelor argiloase roșii, fiind încadrat de depozite fosilifere (cirene și ceriți), așa cum se observă în împrejurimile localității Mierța și în sonda de la Tihău.

Acest orizont are însă o mare dezvoltare areală în cursul superior al văilor Almaș și Agrij, respectiv între Cuzăplac și Buciumi, unde formează umplutura sinclinalului care marchează Depresiunea Huedinului. Aici

predomină conglomeratele şi pietrişurile (alcătuite din dacite, andezite şi cuarţite), a căror grosime depăşeşte chiar 400 m, fapt dovedit şi prin lucrările de foraj.

La est de meridianul localităţilor Var şi Gîlgău, individualitatea acestui orizont se pierde, prin dezvoltarea masivă a faciesului grezos-nisipos în detrimentul celui argilos, roşu.

Astfel, în cariera fabricii de cărămidă de la Surduc, încă se mai regăsesc depozitele argiloase, roşii de peste gresia de Cetate s.str. (aici gresia de Var), dar între Surduc şi Cliţ se observă clar cum dispare acest facies roşu, nemaiexistînd nici un criteriu de separare a stratelor de Cetate de restul depozitelor supraiacente.

4. Stratele de Zimbor

Denumite şi definite de A. K o c h (1894) în bazinul mijlociu al văii Almaşului, stratele de Zimbor urmează în continuitate de sedimentare peste stratele de Cetate, respectiv peste orizontul argilos, roşu, şi suportă stratele de Sînmihai.

Avîndu-se în vedere separarea cartografică, la scară regională, a unor depozite de tip Zimbor, s-a restrîns conţinutul litologic al stratelor de Zimbor din accepţiunea lui A. K o c h numai la pachetul de gresii şi nisipuri cuarţit-caolinitice albicioase, la care se asociază marne vineţii, fosilifere, cu intercalaţii de cărbuni ; cu alte cuvinte, în această idee depozitele argiloase roşii, subiacente, le-am repartizat orizontului superior al stratelor de Cetate, iar cele de deasupra, stratelor de Sînmihai [5].

În această accepţiune, stratele de Zimbor se separă cu destulă uşurinţă în bazinul văii Almaşului, începînd de la sud de Cubleş pînă în împrejurimile localităţilor Sîntămaria şi Bercea, precum şi pe versantul estic al văii Agrijului, între Poarta Sălajului şi Borza. În regiunea cuprinsă între Cornești şi Cluj se remarcă o reducere apreciabilă a grosimii stratelor de Zimbor, fenomen care este din ce în ce mai accentuat către sud-est, iar separarea lor se face pe baza blocurilor şi fragmentelor de gresii albe cuarţit-caolinitice, cu aceeaşi asociaţie de faună ca a stratelor de Zimbor din partea de mijloc a bazinului.

Asemenea situaţii se întîlnesc la nord-est de Cornești (pe drumul ce duce spre dealul Saroşului), nord-est Şard, sud-vest Mihăieşti, nord-est Sînpaul şi est Sumurduc. Prin urmare, gresiile şi nisipurile cuarţit-caolinitice de la Cornești, Şard, Sînpaul, Nădăşel, Mera şi Popeşti, care au o poziţie inferioară faţă de orizontul argilos, roşu, al stratelor de Cetate, se înţelege că revin în mod cert stratelor de Cetate (părţii superioare a orizontului grezos) şi nicidecum stratelor de Zimbor, aşa cum au fost considerate pînă în prezent.

În localităţile Sîntămaria şi Poarta Sălajului, separarea stratelor de Zimbor este mai dificilă, datorită gradului avansat de acoperire a terenului. Către nord însă acestea afloreză continuu pe versantul drept al văii

[5] *a*) O. I l i e s c u, A u r a N a g h e l, G h. M ă r g ă r i t, M a r i a M ă r g ă r i t, A. N a g h e l (1962), *Prospecţiuni geologice pentru cărbuni în regiunea Moigrad — Ileanda — Răzoare*, Arh. Com. Stat Geol.

b) *Op. cit.*

Agrijului pînă la est de Borza (Cornul Borzei), de unde trec în valea Almașului, la Gîlgău. În continuare, spre nord, situația se complică datorită reducerii grosimii depozitelor roșcat-violacee de deasupra, caracteristice stratelor de Sînmihai.

La est de Surduc, stratele de Zimbor nu se mai pot separa ca atare, dar își au echivalentul stratigrafic în cadrul depozitelor nisipos-grezoase ale stratelor de Buzaș și nicidecum în gresia de Var, care după cum s-a văzut este echivalentul gresiei de Cetate s. str.

5. Stratele de Sînmihai

Ocupă suprafețe întinse în partea de sud a regiunii cercetate, faciesul tipic al acestora întîlnindu-se în împrejurimile localității Sînmihaiu Almașului, unde a fost descris stratotipul lor (A. Koch, 1894). Aici sînt reprezentate la partea inferioară prin alternanțe de argile roșcate, violacee sau vișinii, gresii și nisipuri cuarțitice cenușiu-gălbui sau albicioase, iar la partea cu totul superioară prin gresii grosiere pînă la microconglomerate, cu intercalații de cărbuni și șisturi argiloase-cărbunoase.

Această situație nu este generală în întreg bazinul, întrucît în sectorul Coruș — Topa Mică, către partea superioară a formațiunii, se dezvoltă faciesul argilos, roșu, în detrimentul celui grezos.

O altă situație se remarcă în bazinul văii Jirnăului și în împrejurimile localităților Romita și Gălpîia, unde partea superioară a stratelor de Sînmihai îmbracă un facies aproape exclusiv conglomeratic, depozitele argiloase, roșcate ocupînd suprafețe cu totul reduse. Către nord-est are loc o revenire la faciesul caracteristic stratotipului, fenomen însoțit și de o reducere a grosimii depozitelor. Se ajunge astfel ca, pe o distanță relativ mică, grosimea de aproximativ 200 m pe care o au stratele de Sînmihai în împrejurimile localității cu același nume să ajungă la 40—50 m la sud-vest de Gălpîia, 15—20 m la est de Lupoaia și în jur de 15 m la nord-est de Gîlgău. De altfel, în această zonă, și îndeosebi între Gălpîia și Lupoaia, sînt frecvente situațiile în care marnele de Chechiș acoperă parțial sau total depozitele stratelor de Coruș și Sînmihai, ajungînd uneori pe stratele de Zimbor, fenomen care se datorește coeficientului de plasticitate ridicat al depozitelor marnoase, permițînd formarea unor imense pornituri.

Grosimea mică a stratelor de Sînmihai din această zonă se mai datorește și caracterului transgresiv al stratelor de Coruș, burdigaliene, fapt care rezultă și din alura cartografică a limitei dintre stratele Sînmihai și Coruș, ultimele avansînd mult spre vest, începînd din valea Jirnăului către Jibou.

De la Tihău către est, intercalațiile de argile roșcat-violacee, caracteristice stratelor de Sînmihai, se întîlnesc sporadic (la sud de Dealul Lucii de la est de Cristolțel și pe Dealul Hrăii de la sud-vest de Cliț) și cu grosimi mici, iar depozitele grezos-nisipoase ale stratelor de Sînmihai stau direct peste stratele de Zimbor și împreună cu stratele de Cetate din bază trec în seria comprehensivă a stratelor de Buzaș. Deci, partea cu totul superioară a gresiilor care se întîlnesc în versantul drept al văii Almașului, la Gîlgău, denumite de Gr. Răileanu și Emilia

Saulea (1956) gresia de Tihău, este echivalentul stratelor de Sînmihai, restul depozitelor grezoase revenind stratelor de Zimbor. Cu alte cuvinte, stratele de Sînmihai au valoare de orizont numai între Cluj şi Jibou, pe plan regional reprezentînd un facies al părţii terminale a oligocenului superior-acvitanianului.

★

Am arătat, că începînd din împrejurimile localităţilor Tihău — Surduc, către est, stratele de Cetate, Zimbor şi Sînmihai formează o serie comprehensivă, alcătuită din gresii şi nisipuri cuarţitice, inseparabile din punct de vedere litologic, faţă de gresiile care aparţin stratelor de Coruş. Toate aceste depozite au fost descrise de I. Dumitrescu (1957) ca strate de Buzaş, considerîndu-le echivalente numai cu stratele de Zimbor, Sînmihai şi Coruş.

Pe motivul că în regiunea Jiboului nu se mai pot separa stratele de Cetate, Zimbor şi Sînmihai descrise de A. Koch în bazinul văii Almaşului, Gr. Răileanu şi Emilia Saulea (1956) le-au descris ca „strate de valea Almaşului"; Th. Joja (1956) a descris ca „strate de valea Agrijului" depozitele corespunzătoare stratelor de Ticu, Cetate, Zimbor, Sînmihai şi Coruş.

Întrucît am separat cartografic stratele de Cetate, Zimbor şi Sînmihai în sensul lui A. Koch, cu modificările şi precizările arătate anterior, începînd de la nord-vest de Cluj şi pînă în împrejurimile localităţii Surduc (deci şi în bazinul văii Almaşului şi Agrijului), am renunţat la folosirea termenilor de „strate de valea Almaşului" şi „strate de valea Argijului". De altfel şi I. Dumitrescu (1957) a propus să se renunţe la termenul de „strate de valea Almaşului", fără să aducă însă argumente în acest sens.

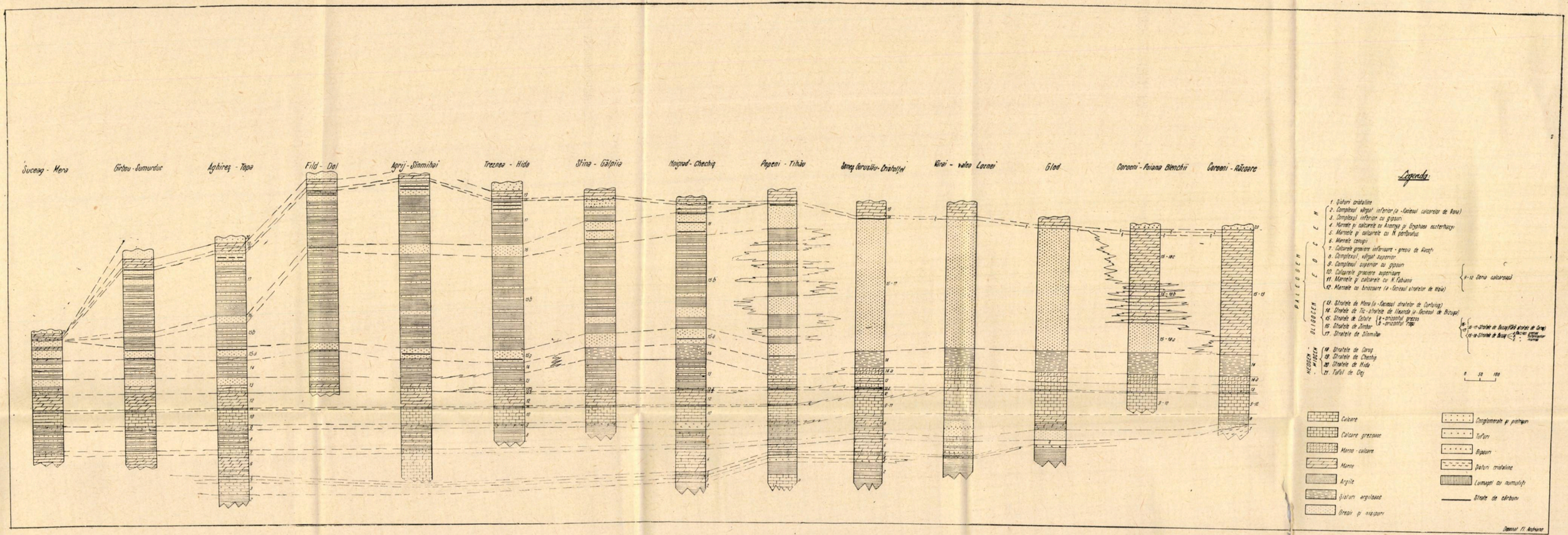
Pentru regiunea de la est de Surduc vom menţine denumirea de „strate de Buzaş" (I. Dumitrescu, 1957), pentru care facem următoarele precizări:

— deoarece stratele de Ticu şi stratele de Ileanda, respectiv Ileanda şi Bizuşa, stau peste stratele de Mera — Ciocmani şi suportă stratele de Cetate, înţelegem prin stratele de Buzaş toate depozitele cuprinse între stratele de Ileanda şi marnele de Chechiş, aşa cum a afirmat şi I. Dumitrescu, dar care cuprind în realitate nu numai stratele de Zimbor, Sînmihai şi Coruş, ci şi stratele de Cetate;

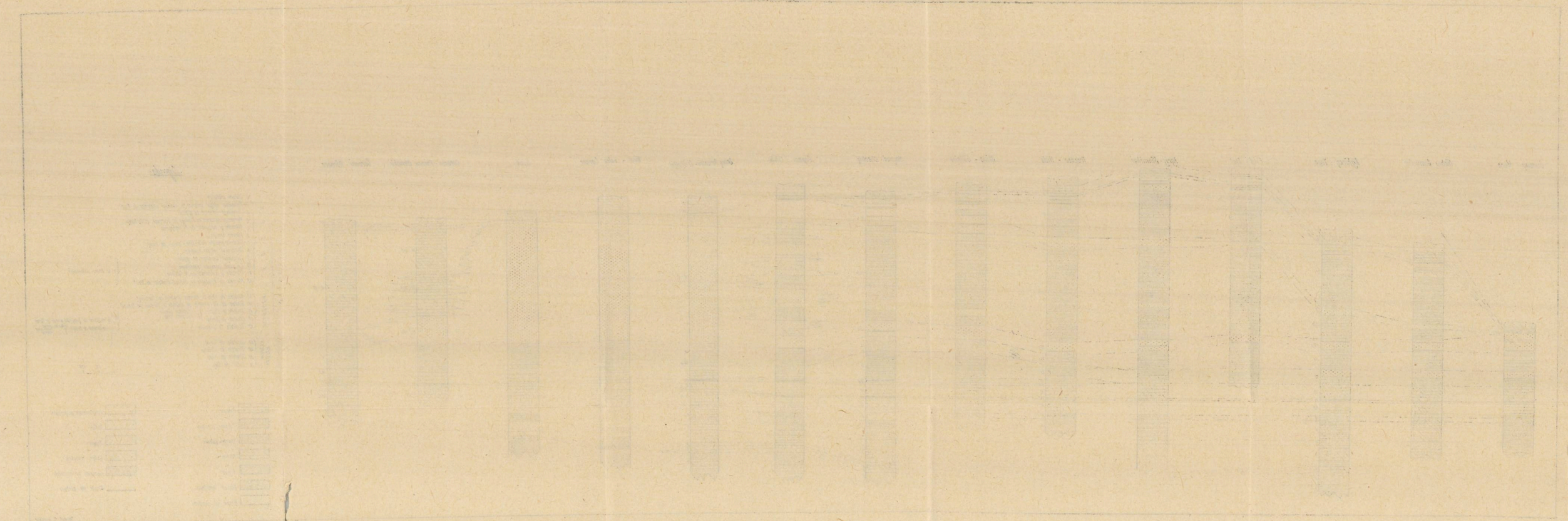
— pentru zona Tihău — valea Loznei, unde separarea stratelor de Coruş faţă de formaţiunile subiacente este facilitată de prezenţa elementelor litologice şi faunistice, vom folosi termenul de strate de Buzaş, fără strate de Coruş;

— pentru zona valea Loznei — Poiana Blenchii vom folosi în continuare denumirea de strate de Buzaş în sensul lui I. Dumitrescu, la care includem şi echivalentul stratigrafic al stratelor de Cetate;

— pentru zona Baba — Rohia includem în stratele de Buzaş şi stratele de Chechiş, întrucît faciesul marnos cuprinde toate depozitele care stau peste stratele de Ileanda şi suportă stratele de Hida, iar criteriile litologice pentru orizontarea acestuia lipsesc, deşi V. Lăzărescu (1965) consideră că limita inferioară a stratelor de Chechiş poate fi trasată



PLANȘA I — Coloanele stratigrafice ale depozitelor paleogene din regiunea Cluj—Jibou—Tg.-Lăpuș.



pînă în zona Văleni, unde par că sînt complet depășite de stratele de Hida și eventual poziția lor inferioară se contopește facial cu depozitele marnos-argiloase de Vima.

În extremitatea estică a regiunii de care ne ocupăm se observă cum gresiile de Buzaș își pierd din individualitate prin apariția intercalațiilor marnoase în cadrul lor, fenomen care evoluează de așa manieră, încît se ajunge ca la sud de Preluca faciesul grezos să fie complet înlocuit de cel intermediar și marnos. Acest lucru a fost sesizat încă de K. Hofmann (1873), dar subliniat și precizat de I. Dumitrescu (1957), care a descris depozitele corespunzătoare sub numele de faciesul de Buzaș, faciesul intermediar și faciesul marnos, pentru care mai recent, V. Lăzărescu (1965)[6] a propus denumirile de facies de Buzaș (grezos), facies de Baba (intermediar) și facies de Vima (marnos).

Evident, aceste faciesuri se întrepătrund pe laterală, dar se succed și pe verticală, cu atît mai mult cu cît de la o zonă la alta există un element litologic cu participare majoritară, chiar exclusivă (pentru faciesul grezos numai gresii, pentru cel intermediar alternanțe de gresii, marnocalcare și marne și pentru cel marnos numai marne). Tocmai de aceea am încercat în sectorul Ileanda — Tg.-Lăpuș să le separăm și cartografic [7]. În felul acesta, cele două flancuri ale sinclinalului Vima ne oferă două imagini cartografice diferite, în sensul că pe flancul sudic se pot separa toate cele trei faciesuri, iar pe cel nordic numai două (intermediar și marnos).

Pentru a ilustra cele prezentate în lucrare am întocmit o serie de coloane stratigrafice din diverse puncte, situate între Cluj și Tg.-Lăpuș, considerate mai reprezentative, pe care le-am corelat, ținînd seama și de relațiile pe care le au cu depozitele subiacente, eocene, precum și cu cele acoperitoare, miocene (planșa 1).

CONCLUZII

1. S-au identificat noi puncte de apariție ale stratelor de Curtuiuș mult mai la sud de aliniamentul Moigradului, și anume la Petrindu, în zona Bozna — Moigrad și sud Tg.-Lăpuș.

2. Se demonstrează că stratele de Ticu sînt sincrone cu stratele de Ileanda și respectiv Ileanda + Bizușa, deși faciesurile lor sînt heteropice, precizîndu-se și zona în care au loc schimbările de facies (sud de valea Ciumărnei — valea Chichișei — valea Jacului).

3. Se separă gresia de Cetate s.str. pe baze paleontologice (lumașelul cu corbule sau cirene, corbule și cardiacee) și la est de culmea Mezeșului, demonstrîndu-se că echivalentul acesteia către nord-est este gresia de Var, partea inferioară a gresiei de Cliț și în continuare spre est partea cu totul bazală a gresiei de Buzaș.

4. Se renunță la utilizarea termenilor de „strate de valea Almașului" și „strate de valea Agrijului", întrucît în regiunea în care s-au descris aceste separații se pot identifica stratele de Cetate, Zimbor și Sînmihai pînă la Surduc, pe baza existenței depozitelor argiloase, roșcate. Pentru

[6] *Op. cit.*
[7] *Op. cit.*

zona Surduc — Teştioara se păstrează denumirea de strate de Buzaş, dar fără stratele de Coruş, deoarece separarea acestora din urmă se face pe baza faunei de pectinide (întîlnită pe versantul drept al văii Brîglezului, versantul sudic al văii Muncelului, versantul sudic al văii Cristolţelului şi la est de mina Cristolţel) şi pe baza depozitelor nisipos-glauconitice din cadrul lor. De aici, către est, pînă în împrejurimile localităţii Poiana Blenchii menţinem denumirea de strate de Buzaş în accepţiunea autorului (I. Dumitrescu, 1957) cu precizările făcute anterior, întrucît argumentele paleontologice lipsesc, iar stratele de Coruş îmbracă acelaşi facies cu cel al depozitelor subiacente, iar pentru zona de la sud de Tg.-Lăpuş denumirea de strate de Buzaş la care adăugăm stratele de Chechiş.

5. Se argumentează că gresiile de la Tihău sînt echivalente nu numai cu stratele de Sînmihai, ci şi cu stratele de Zimbor subiacente primelor.

Date fiind marile variaţii de facies din cadrul oligocenului superior din această regiune, socotim că stratele de Cetate, Zimbor şi Sînmihai reprezintă faciesuri heterocrone şi parţial heteropice ale oligocen-acvitanianului, care nu se mai pot separa de la Surduc către est.

CONTRIBUTIONS TO THE KNOWLEDGE OF OLIGOCENE DEPOSITS IN THE CLUJ — JIBOU — TG. LĂPUŞ REGION

ABSTRACT

The study of the lithofacial variations within the Oligocene formations of the two main zones of the Transylvanian basin (Cluj — Jibou and Jibou — Tg. Lăpuş) allowed the authors to parallel and correlate the different Oligocene formations and to establish their area of development on a regional scale.

As an example one can mention the identification of the Curtuiuş facies, far southward of Moigrad (in the zone Petrindu, Bozna — Moigrad, and southward of Tg. Lăpuş).

New data also proved the synchronism of the Ticu and Ileanda strata, the transition zone being localized between Ciumîrnei — Chichişei creek and Jacul creek.

The fauna with Corbula, Cyrene and Corbula with Cardium (characteristic of the Cetate strata in the southern zone of the basin), found eastward of the Meseş ridge, has permitted the separation of the Cetate strata in this zone too.

The recognition of the Zimbor, Cetate and Sînmihai strata in the zone between Cluj and Surduc, based on the presence of the red clay deposits, has led to give up the denominations of V. Almaşului and V. Agrijului strata.

To conclude, it is stated that what has been previously considered as being Zimbor, Cetate and Sînmihai strata are in fact heterochronous and partially heteropic facies of the Oligocene-Aquitanian formations, which cannot be separated farther, eastward of Surduc.

BIBLIOGRAFIE

Bombiță Gh. (1957), *Semnificația stratigrafică a cîtorva specii de numuliți din Transilvania*, Com, Acad. R.P.R., an. VII, *10*.

Dumitrescu I. (1957), *Asupra faciesurilor și orizontării cretacicului superior și paleogenului din Bazinul Lăpușului*, Lucr. Inst. petrol, gaze, **III**.

Hofmann K. (1879), *Beicht die ostlichen Teile des Silagyer Komitates Währen der Sommer Kampagne*, Volhführten Specialaufnahmen F. k., Budapesta, **IX**, *5—6*.

Joja Th. (1956), *Observații de ordin stratigrafic în regiunea din jurul orașului Jibou*, An. Com. geol., **XXIX**.

Koch A. (1894), *Die Terțiärbildungen des Beckens der Siebenbürgischen Landestheile I Pălaogene Abtheilung*, Budapesta.

Mateescu St. (1926), *Observații morfologice și geologice asupra Depresiunii Huedinului(Transilvania)*, An. Inst. geol. Rom., **XI**.

Mateescu St. (1938), *La faille de Moigrad et les variation des faciés qu'elle introduit dans l'Eocène et l'Oligocène au nord et sud de la faille (nord-ouest de la Transylvanie)*, C.R. l'Acad. Scien. Roum., **II**, *6*.

Mărgărit Gh., Mărgărit Maria (1966), *Prezența a două tipuri de roci silicioase în ligocenul de la nord-vest de Cluj*, St. cerc. geol. geof. geogr., seria geol., **XI**, *1*.

Mészároș N., Ghiurcă V. (1965), *Paleogenul dintre masivele Ticău și Preluca*, Stud. Univ. Babeș-Bolyai, seria. geol.-geogr., Cluj, fasc. *2*.

Moisescu V. (1963), *Contribuții la cunoașterea faunei de moluște oligocene din regiunea Ticu-Tămașa (Bazinul văii Almașului, nord-vestul Transilvaniei)*, St. cerc. geol. geof.-geogr., seria geol. **VIII**, *2*.

Moisescu V. (1966), *Contribuții la studiul faunei de echinide din stratele de Hoia și Mera reg. Cluj)*, St. cerc. geol., geof., geogr., seria geol., **XI**, *1*.

Moisescu V., Popescu Gh. (1967), *Studiul stratigrafic al formațiunilor paleogene și miocene din regiunea Chinteni — Baciu — Sînpaul (nord-vestul Transilvaniei)*, St. cerc. geol., geof., geogr., seria geol., **12**, *1*.

Răileanu Gr., Saulea Emilia (1956), *Paleogenul din regiunea Cluj și Jibou (nord-vestul Bazinului Transilvaniei)*, An. Com. geol., **XXIX**.

Rusu A., Popescu Gh. (1965), *Contribuții la stratigrafia miocenului inferior din nord-vestul Bazinului Transilvaniei*, St. cerc. geol., geof., georg., seria geol., **X**, *2*.

Rusu A. (1967), *Studiul geologic al regiunii Moigrad (nord-vestul Bazinului Transilvaniei)* D.S. **LIII** (1965—1966), partea I.

Primit în redacție
la 25 mai 1968

Comitetul de Stat al Geologiei
și
Întreprinderea geologică de prospecțiuni
din Comitetul de Stat al Geologiei

PARVIDACNA PLANICOSTATA ONCESCUI N.SSP. ÎN PORTAFERRIANUL DIN JUDEȚUL GORJ (DEPRESIUNEA GETICĂ)

DE

I. HUICĂ

55(05)

În ultimii ani, o serie de cercetători ca : Elisabeta Hanganu (1962), Ioana Pană (1962), N. Macarovici, Fl. Marinescu și I. C. Motaș (1965), A. G. Eberzin, I. C. Motaș, N. Macarovici și Fl. Marinescu (1966), M. G. Filipescu și Elisabeta Hanganu (1966) au subdivizat depozitele ponțianului din țara noastră în mai multe subetaje.

Noi adoptăm, în cercetările noastre asupra Olteniei de nord, împărțirea propusă de M. G. Filipescu și Elisabeta Hanganu (1966), deoarece se pare că ar corespunde unei realități de teren în tot cuprinsul bazinului dacic. Împărțirea propusă de autorii de mai sus este următoarea : novorossian (P. M. Stevanović, 1951), portaferrian (P. M. Stevanović, 1951), getian (N. Macarovici, Fl. Marinescu și I. C. Motaș, 1965), dacian (M. G. Filipescu și Elisabeta Hanganu, 1966).

Depozitele ponțiene de la est de Tg.-Jiu, cuprinse între valea Amaradia Pietroasă și valea Gilortului, sînt recunoscute încă de la I. P. Ionescu Argetoaia (1918) ca fiind foarte fosilifere. M. G. Filipescu (1942), Suzette Gillet (1943), I. C. Motaș (1951), Ecaterina Schowerth-Roșculescu (1962, 1965[1]), Fl. Marinescu (1965) adaugă încă o serie de forme fosile la lista celor deja cunoscute.

Pe valea Ibanului, afluent stîng al văii Bobaia, care se varsă în valea Blahnița în apropiere de localitatea Pojogeni, în depozitele portaferrianului se întîlnește un strat de nisip gros de 4 m, care reprezintă o adevărată falună.

[1] Ecaterina Schowerth — Roșculescu (1965), *Raport asupra conținutului macropaleontologic din zona Bengești — Bolbocești — Prigoria*, Arh. Com. Stat al Geol.

În acest strat de nisip-falună a fost întîlnită o formă pe care am atribuit-o genului *Parvidacna* Stevanović și care se aseamănă cu specia *planicostata* Stevanović, dar se și deosebește de aceasta.

Dăm mai jos descrierea subspeciei găsite de noi.

Parvidacna planicostata oncescui n.ssp.

(Pl. I, fig. 1—4)

Diagnoza

Cochilia este asemănătoare cu a speciei *planicostata* Stevanović, de care se deosebește printr-o serie de parametri morfometrici și de caracteristici de formă a cochiliei.

La forma *Parvidacna planicostata oncescui* n.ssp., valvele sînt alungite, subțiri, bombate, avînd o formă trapezoidală. Umbonele este mai puțin curbat înainte decît la specia *planicostata* Stevanović, astfel că marginea anterioară a șarnierei, trasată în prelungirea celei posterioare, poate fi reprezentată printr-o linie dreaptă sau puțin curbată. Umbonele este asimetric; perpendiculara coborîtă din vîrful acestuia împarte cochilia în două suprafețe neegale: o suprafață anterioară, mai mică, lipsită de coaste și o suprafață posterioară, mai mare, pe care se găsesc 3—4 coaste aplatisate, lățite mult către marginea cochiliei și progresiv îngustate spre regiunea umbonală. Coastele sînt puternic reliefate și se termină în afara marginii cochiliei, astfel că, împreună cu spațiile intercostale care se termină înăuntrul marginii cochiliei, imprimă marginii cochiliei un aspect dantelat (franjurat). Acest caracter deosebește net subspecia *Parvidacna oncescui* de specia *Parvidanca planicostata* Stevanović.

Spațiile intercostale se deosebesc net de coaste, fiind mai înguste decît coastele între care se încadrează.

Pe toată suprafața valvei se găsesc numeroase striuri fine de creștere, care sînt mai bine evidențiate pe suprafața anterioară, care nu prezintă coaste.

Suprafața interioară a cochiliei este regulat concavă, coastele și spațiile intercostale fiind mai șterse decît pe suprafața exterioară a cochiliei.

Raportul dintre lungimea părții anterioare și lungimea părții posterioare este de 1 : 1,5—1 : 2,1, pe cînd același raport la specia lui Stevanović este de 1 : 3—1 : 4, adică aceasta prezintă umbonele mai asimetric. Unghiul apical este 140°, față de 128°, la *Parvidacna planicostata* Stevanović.

Șarniera este puțin dezvoltată, dentiția fiind reprezentată printr-un dinte cardinal mic, ca o protuberanță, și un dinte lateral posterior sub formă de lamelă, alungit paralel cu marginea șarnierei și mai bine evidențiat pe valva dreaptă.

Impresiunea musculară anterioară este mai pronunțată și mai bine conturată decît impresiunea posterioară. Marginea interioară a impresiunii musculare anterioare este delimitată de un bureleu, care se subțiază pînă la dispariție sub partea anterioară a umbonelui.

Parvidacna planicostata oncescui n.ssp.

(Pl. I, fig. 1—4)

Diagnose

La coquille de cette variété, en général semblable à celle de l'espèce *Parvidacna planicostata* Stevanović, se distingue de celle-ci par une série de caractéristiques en ce qui concerne la forme de la coquille et les paramètres morphométriques.

Les valves sont allongées, minces, bombées, ayant une forme trapézoïdale. L'apex est moins courbé en avant que celui de l'espèce *Planicostata* Stevanović, ainsi que le bord antérieur de la charnière tracé dans le prolongement de celui postérieur peut être représenté par une ligne droite, ou un peu courbée. L'apex est asymétrique, la perpendiculaire descendue du sommet de celui-ci divisant la coquille en deux surfaces inégales: une surface antérieure, plus mince, sans côtes et une surface postérieure plus grande à 3—4 côtes aplaties, plus larges vers le bord de la coquille et progressivement rétrécies vers la région de l'apex. Les côtes fortement en relief et en saillie par rapport au bord de la coquille, ainsi que, avec les espaces intercostaux, qui forment des entrants au bord de la coquille impriment à celui-ci un aspect dentelé. Par ce caractère on distingue la variété *Parvidacna planicostata oncescui* n. ssp. de l'espèce *Parvidacna planicostata* Stevanović.

Les espaces intercostaux se distinguent nettement des côtes, étant moins larges que celles-ci avec lesquelles de sorte que celles alternent. Sur toute la surface de la valve, se trouvent de nombreuses stries fines d'accroissement, mieux mises en évidence sur la surface antérieure, qui ne présente pas de côtes.

La surface interne de la coquille est régulièrement concave, les côtes et les espaces intercostaux étant plus lisses que sur la surface externe de la coquille.

Le rapport entre la longueur de la partie antérieure et la longueur de la partie postérieure est 1 : 1,5—1 : 2,1, tandis que le même rapport de l'espèce *Parvidacna planicostata* Stevanović est 1 : 3—1 : 4, c'est-à-dire que cette espèce présente un apex plus asymétrique. L'angle apical est de 140°, tandis que l'angle apical de l'espèce *Parvidacna planicostata* Stevanović est de 128°.

La charnière est peu développée, la dentition étant représentée par une petite dent cardinale, comme une protubérance et une dent latérale postérieure sous forme de lamelle allongée parallèlement au bord de la charnière et mieux mise en évidence sur la valve droite.

L'impression musculaire antérieure est plus accusée et mieux précisée que l'impression musculaire postérieure. Le bord interne de l'impression musculaire antérieure est délimité par un bourrelet qui se rétrécit jusqu'à disparition sous la partie antérieure de l'apex.

Le holotype de la forme *Parvidacna planicostata oncescui* n. ssp. se trouve dans la collection de l'Institut Géologique de Roumanie, Şoseaua Kiseleff, 2, Bucarest, sous le numéro 4021.

Tabelul nr. 1

Valori morfometrice comparative ale speciei *Parvidacna planicostata* **Stevanović şi ale subspeciei** *Parvidacna planicostata oncescui*

Forma	Valva	L	l	g	L/g	l/g	Observ.
Parvidacna planicostata oncescui n. ssp.	d	18,98	11,68	3,08	6,16	3,79	paratip
	d	17,54	10,76	3,04	5,78	3,54	paratip
	d	16,48	9,94	2,44	6,75	4,07	holotip
	d	14,34	9,02	2,14	6,70	4,20	paratip
	d	12,80	9,00	2,38	5,38	3,78	paratip
	d	9,84	7,12	1,64	6,00	4,34	paratip
	s	15,30	8,32	2,26	6,77	3,68	paratip
	s	18,56	11,18	3,02	6,11	3,70	paratip
	s	17,02	10,22	3,00	5,67	3,40	paratip
	s	16,40	9,86	2,68	6,12	3,68	paratip
	s	12,66	8,82	2,32	5,46	3,80	paratip
	s	9,62	7,00	1,68	6,09	4,43	paratip
Parvidacna planicostata Stevanović		12,80	7,20	1,80	7,11	4,33	
		11,00	6,20	1,10	10,00	5,64	

L = lungime = diametrul antero-posterior; l = lăţimea = diametrul umbono-paleal; g = grosime; d = dreapta; s = stinga.

Tabelul

Proprietăţi comparative ale speciei *Parvidacna planicostata* **Stevanović**

Specia	Conturul cochiliei	Caract. şi nr. coastelor	Marginea cochiliei	Valoarea medie a unghiului apical	Aparatul dentar				Impresiunea paleală
					dinţi	valva dr.	dinţi	valva st.	
					card.	post	card.	post.	
Parvidacna planicostata oncescui n. ssp.	alungit trapezoidal	3—4 coaste aplatisate numai pe supraf. posterioară	văluită în zona coastelor	140°	1	1	1	1	fără sinus
Parvidacna planicostata Stevanović	alungit oval	5—6 coaste aplatisate pe suprafaţa anterioară, 3 coaste pe suprafaţa posterioară	netedă peste tot	128°	1		1		fără sinus

L = lungime = diametrul antero-posterior; l = lungime = diametrul umbono-paleal; g = grosime.

Derivatio nominis. Am dedicat această formă regretatului meu profesor de geologie a României N. O n c e s c u, primul conducător ştiinţific al lucrării mele de doctorat.

Loc. tip. Valea Ibanului, afluent stîng al văii Bobaia, comuna Bobu, judeţul Gorj.

Strat tip. Nisipuri cuarţitice, albicioase, gălbui, roşcate, aproape falune, groase de 4 m, cu rare elemente de pietriş mărunt, localizate în portaferrian. Forma descrisă a fost găsită în asociaţie cu următoarele fosile: *Didacna* (*Pontalmyra*) *subcarinata* Desh., *D.* (*P*) *incerta fragilis* Andrus., *Plagiodacna carinata* Desh., *P. auingeri* Fuchs, *Dreissena polymorpha* (Deshayes), *Bulimus speciosa* Cobalcescu, *Hydrobia grandis* Cob., *H. spicula* Stef.

Forma *Parvidacna planicostata* n. ssp. se mai găseşte şi în valea Bobaia, la confluenţa acesteia cu valea Ibanului, în acelaşi strat de nisipuri fosilifere, care prezintă aici o grosime mai redusă decît în valea Ibanului, apoi în argilele nisipoase portaferriene situate sub acest strat, care afloreză în valea Bobaia, în amonte de confluenţa cu valea Ibanului, în asociaţie cu formele *Congeria rhomboidea* M. Hoern., *Plagiodacna auingeri* Fuchs., *Prosodacna* (*Prosodacna*) *littoralis plicatolitoralis* Sinz., *Phyllocardium planum* Stevanovići, Fl. Marinescu, *Paradacna abichi* R. Hoernes, *P. retowskii* Andrus., *Didacna* (*Pontalmyra*) *subcarinata* Desh., *D.* (*P*)

nr. 2

şi ale subspeciei *Parvidacna planicostata oncescui* **n. ssp.**

	Valori morfologice					Caracteristica subetajului	Asociaţia caracteristică
	L	l	g	L/g	l/g		
maxime	18,98	11,68	3,08	6,16	3,79	portaferrian	*Congeria rhomboidea* M. Hoern, *Plagiodacna auingeri* Fuchs, *Parvidacna planicostata* Stev., *Prosodacna littoralis plicato-littoralis* Sinz., *Phyllocardium planum stevanovici* Fl. Marinescu, *Paradacna abichi.* R. Hoernes, *Didacna* (*Pontalmyra*) *subcarinata* Desh., *D.* (*P*) *subincerta* Andrus., *D.* (*P*) *incerta fragilis* Andrus., *Limnocardium* (*Euxinicardium*) *nobile* var. *amicorum* Andrus., *Panticapaea praeduboisi* Eberz., *Dreissena polymorpha polymorpha* Pallas., *D. rimestiensis* Font.
minime	9,62	7,00	2,02	6,09	4,43		
medii	18,80	9,30	2,55	6,12	4,11		
holotip	17,54	10,76	3,04	5,78	3,54		
maxime	12,80	7,20	1,80	7,11	4,33	portaferrian	*Monodacna planicostata* Stevanović, *M. pseudocatillus* Barb., *Arcicardium* sp. Eberz.
	11,00	6,20	1,10	10,00	5,64		

subincerta Andrus., *D. (P) incerta fragilis* Andrus., *Limnocardium (Euxinicardium) nobile var. amicorum* Andrus., *Panticapaea praeduboisi* Eberz., *Dreissena polymorpha polymorpha* Pallas, *D. rimessiensis* Font., *Melanopsis spicula* Stef., *Neritina (Neritodonta) capilacaeea* Brusina, *Limnaea (Limnophysa) peregra* Müller.

Rezultă astfel că *Parvidacna planicostata oncescui* n. ssp. este o formă caracteristică portaferrianului.

Menționăm că observațiile și măsurătorile care au condus la separarea acestei subspecii noi au fost efectuate pe un număr de 47 de exemplare.

Intreprinderea geologică de prospecțiuni a Comitetului de Stat al Geologiei

PARVIDACNA PLANICOSTATA ONCESCUI N. SSP. DANS LE PORTAFERRIEN DU DÉPARTEMENT DE GORJ

RÉSUMÉ

On décrit une nouvelle sous-espèce de *Parvidacna planicostata* Stevanović, trouvée dans les sables polymictiques, jaunâtres portaferriens de la vallée d'Iban, affluent gauche du ruisseau de Bobaia (localité Bobu), à l'est de Tg.-Jiu.

La sous-espèce présente les caractères généraux de l'espèce *Parvidacna planicostata* Stevanovič, mais aussi des différences.

BIBLIOGRAFIE

Argetoaia I. P. Ionescu (1918), *Pliocenul din Oltenia*, An. Inst. geol. Rom., **VIII**.

Eberzin A. G., Motaș I. C., Macarovici N., Marinescu Fl. (1966), *Afinități panonice și euxinice ale neogenului superior din bazinul dacic*, St. și cerc., geol., geof., geogr., seria geol., **II**, *2*.

Gillet Suzette (1943), *Les Limnocardiidés des couches à Congéries de Roumanie*, Mem. Inst. geol. Rom., **IV**.

Filipescu M. G. (1942), *Recherches géologiques sur le NW de l'Olténie*, Bull. Soc. Roum. Géol., **V**.

Filipescu M. G., Hanganu Elisabeta (1966). *Asupra vîrstei și orizontării stratigrafice a depozitelor neogene postsarmatice din Subcarpați*, St. și cerc., geol. geof., geogr., seria geol., **11**, *1*.

Hanganu Elisabeta (1962), *Stratigrafia pliocenului dintre văile Teleajen și Prahova*, St. tehn. econ., seria J., *1*.

Macarovici N., Marinescu Fl., Motaș I. C. (1965), *Asupra neogenului superior și a ponțianului s. str. din bazinul dacic*, St. și cerc. geol., geof., geogr., seria geol., **10**, *2*.

Marinescu Fl. (1967), *Preciziuni asupra stratigrafiei portaferrianului din vestul bazinului dacic*, D. S. Inst. geol., **LII**/*2*.

Motaș I. C. (1959) *Recherches géologiques dans la région Bengești — Pițicu — Zorlești — Negoești (Dépression gétique, Olténie)*, C.R. Inst. Géol. Roum., XXXVII—XXXIX (1949—1958).

PANĂ IOANA (1962), *Studiul stratigrafic al pliocenului dintre văile Buzău şi Slănic*, St. tehn. econ., Inst. geol., seria H, *1*.

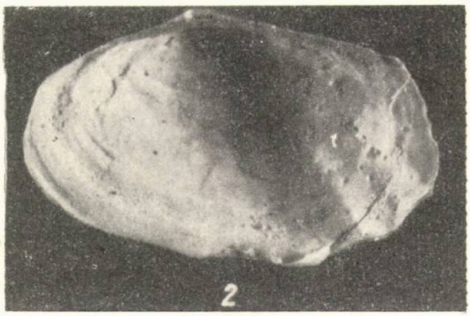
SCHOWERTH-ROŞCULESCU ECATERINA (1962), *Observaţii asupra genului Limnocardium Stoliczka*, D. S. Inst. geol. Rom., **XLIV** (1956–1957).

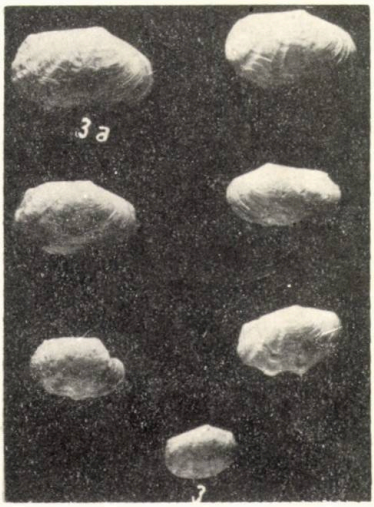
STEVANOVIĆ P. M. (1950), *Karditski rodovoi Parvidacna nov. gen. i Pteradacna Andrussov u pontiskim naslagama* Srbije, Bull. Mus. d'Hist. Nat., Pays Serbe, Belgrad, Série A., Livre 3.

STEVANOVIĆ P. M. (1951)., *Pontische Stufe im engeren Sinne obere Congerienschichten Serbiens und des Angrenzenden Gebiete*, Serb. Akad. d. Wiss. Geol. Inst., Belgrad, **CLXXXVII**, *2*.

Primit în redacţie
la 8 mai 1968

Intreprinderea geologică
de prospecţiuni
din Comitetul de Stat al Geologiei





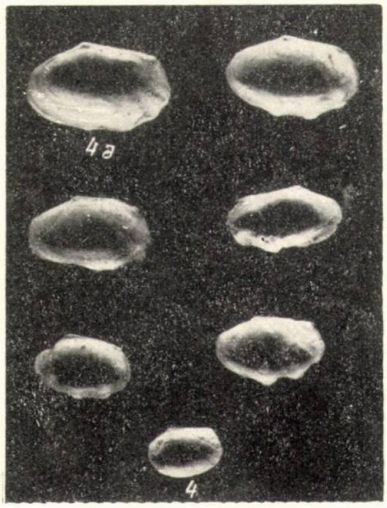


Fig. 1. — *Parvidacna planicostata oncescui* n. ssp., valva pe partea externă, portaferrian, valea Ibanului, Bobu, ×3.
Fig. 2. — Aceeași valvă pe partea internă, ×3
Fig. 3. — *Parvidacna planicostata oncescui* n. ssp., valve pe partea externă, portaferrian, valea Ibanului, Bobu, ×1.
Fig. 3*a* — Holotip, ×1.
Fig. 4. — Aceleași valve pe partea internă, ×1.
Fig. 4*a* — Holotip, ×1

ASUPRA PREZENȚEI UNEI SCOARȚE VECHI DE ALTERAȚIE ÎN MASIVUL PRELUCA

DE

IOAN KALMÁR

55(05)

În cursul cercetărilor geologice întreprinse de noi [1] în cadrul masivului cristalin al Prelucăi am întîlnit, adesea, pe culmile principale, și, uneori, chiar și în talvegul unor văi, roci cristalofiliene foarte alterate. Gradul deosebit de intens al fenomenelor de hipergeneză și localizarea păturii alterate la baza seriei epicontinentale eocene atestă prezența unei scoarțe vechi de alterație care a furnizat materialul necesar formării unor depozite de culoare roșie.

Prezența unor astfel de depozite a fost observată încă de K. v. Hofmann (1887) și A. Koch (1902). Roth v. Telegd (1909) semnalează depozite terigene bariolate în munții Bîcului; E. Szádeczky-Kardoss (1926) regăsește aceste depozite în masivul Preluca. F. și Josefina Marinescu [2] consideră „...dificilă separarea orizontului roșu bazal al stratelor de Turbuța de produsele de alterație ale cristalinului" „care sînt de culoare roșie", fără să se specifice vîrsta alterării.

O „cuvertură roșie" aflată deasupra șisturilor cristaline este semnalată de V. Stanciu (1956). M. Pauca [3] amintește existența unor porniturі care antrenează material argilos și blocuri de culoare roșie. În sfîrșit, V. Lăzărescu [4] subliniază existența unui orto-eluviu, paralelizează depozitele argiloase roșii cu seria argilelor vărgate inferioare și descrie calcarele de apă dulce din cadrul acestora. Citățm de asemenea studiul

[1] I. Kalmar, *Prospecțiuni geologice pentru minerale utile — mică — în munții Preluca — Lăpuș*, raport, Arh. Comitetului de Stat al Geologiei, 1967; *Prospecțiuni pentru muscovit, feldspat și cuarț în munții Preluca — reg. Maramureș*, raport, Comitetul de Stat al Geologiei, 1968.

[2] Fl. Marinescu, Josefina Marinescu, *Raport geologic asupra reg. rîului Lăpuș — vîrful Șatra — Groși — Baia Mare*, Arh. Com. geol., 1955.

[3] M. Pauca și colab., *Raport geologic pentru cărbuni în bazinul Baia Mare și împrejurimi*, Arh. Com. geol., 1961.

[4] V. Lăzărescu, *Cercetări geologice între Someș și Lăpuș la NV de Dej*, lucrare de disertație, Institut de Petrol, gaze și geologie, București, 1965.

întocmit de St. Mateescu asupra formațiunilor de culoare roșie în Carpații românești (1939).

În cele ce urmează se va urmări modul cum a luat naștere scoarța de alterație pe seama rocilor cristaline, intervalul pe scara cronostratigrafică în timpul căreia s-au produs fenomenele de alterație și tipul depozitelor care au luat naștere pe seama scoarței de alterație.

1. FORMAREA SCOARȚEI DE ALTERAȚIE

La formarea scoarței de alterație factorii exogeni acționează asupra unor roci formate în condiții termodinamice diferite de cele existente la suprafață. Este cazul rocilor metamorfice, formate în condiții de temperatură mai mult sau mai puțin ridicată și de presiune suficient de mare.

Masivul Preluca este constituit din șisturi cristaline în faciesul almandin-amfibolitic, subfaciesurile staurolit-almandin și cianit-almandin-muscovit, reprezentate prin paragnaise, calcare cristaline, cuarțite, amfibolite și micașisturi.

Paragnaisele ocupă partea estică și central-sudică a masivului. Ele sînt constituite din cuarț, feldspați (albit, oligoclaz, ortoză), biotit, muscovit, granați, disten, zoizit, turmalină, rutil și magnetit.

Ele sînt acoperite de calcare și dolomite cristaline, prezentînd local zone tremolitice sau cipolinice.

Urmează un pachet gros în care cuarțitele cenușii biotito-muscovitice alternează cu micașisturi muscovitice cu granați, cuarțite albe muscovitice, gnaise albe constituite din cuarț, feldspat, muscovit și turmalină, cuarțite negre purtătoare de mineralizații de fier și de mangan (carbonați, silicați, oxizi) și de amfibolite feldspatice cu intercalații decimetrice de calcare cristaline albe sau cipolinuri.

În toate aceste roci se localizează numeroase corpuri de pegmatite și aplite, uneori concordante, alteori discordante.

Fenomenele hidrotermale postmetamorfice au dus la argilizări, silicifieri, cloritizări, epidotizări și piritizări locale.

Șisturile cristaline, mineralizațiile fermanganoase și pegmatitele sînt constituite, în parte, din minerale instabile sau cu stabilitate redusă în condiții de suprafață.

Astfel, *feldspatul* din gnaise trece ușor în caolin, sericit, montmorillonit și calcit. *Biotitul* trece în clorit, iar cloritul în sericit și oxizi de fier. *Amfibolul* se transformă în clorit și, ulterior, în minerale argiloase, silice și oxizi de fier. *Granații* piralspitici trec în oxizi de fier și mangan, silice, minerale argiloase și sericit. *Magnetitul* se transformă în hematit și limonit, *carbonații* de fier și de mangan în limonit, respectiv psilomelan, iar *silicații* într-un agregat de silice, limonit și psilomelan. *Pirita* trece în limonit.

Ca rezultat final, șisturile cristaline s-au transformat într-un agregat de minerale argiloase, muscovit, sericit, cuarț, silice coloidală și oxizi de fier. Cele mai profunde transformări le-au suferit mineralizațiile de fier și mangan; urmează paragnaisele, amfibolitele și, la urmă, cuarțitele. La acestea din urmă, transformările suferite au condus doar la schimbarea culorii, din cenușiu în roz sau gălbui.

La miscoscop se pot urmări stadiile acestei transformări. Într-un stadiu incipient (probă luată de la limita cu roca nealterată) se observă

doar „tulburarea" feldspatului, decolorarea biotitului și depuneri neregulate, pulverulente de limonit (pl. I, fig. 1). Mai aproape de suprafața scoarței de alterare granulele de cuarț se detașează, „plutesc" într-o masă fină argiloasă-sericitică pigmentată cu limonit, alături de foițe de muscovit și cristale de turmalină, zircon etc.

În afloriment se păstrează totuși o șistuozitate relictă. Astfel, în făgașul drumurilor de care din culmile de la Răzoare, Preluca sau Aspra se observă adesea prezența unor roci micacee friabile cu lentile ușor detașabile de cuarț (fig. 1); grosimea acestor roci atinge 40—50 m pe verticală.

Blocuri cu aspect de galeți detașați din matricea argiloasă micacee sînt împrăștiați pe mari suprafețe; gradul lor redus de rulare și legătura, uneori vizibilă, cu roca din care provin exclude ipoteza apartenenței lor la vreuna din terasele rîului Lăpuș[5].

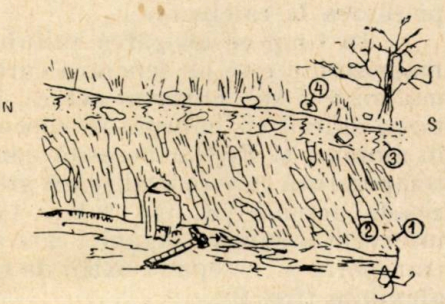


Fig. 1. — Aflorimente de paragnaise alterate în escarpamentul drumului de care pe culmea dintre valea Braniștei și Valea Sunătorii, Răzoare.

1, Parangnais alterat, cu șistozitate relictă; *2*; lentile de cuarț; *3*, sol vegetal (actual) cu blocuri de cuarț parțial detașate din fundament; *4*, blocuri slab rulate de cuarț de la suprafața solului.

O situație specială întîlnim în cazul dolomitelor și a calcarelor cristaline. Întrucît nici unul din mineralele constitutive ale acestor roci nu se pretează la alterație chimică, transformarea suferită este de altă natură. Se constată o dizolvare intensă și, adesea, preferențială; se îndepărtează îndeosebi calcitul. Cum roca este constituită din alternanțe de pături bogate în dolomit, respectiv în calcit, păturile dolomitice rămîn în relief (pl. I, fig. 2).

Calcarele cristaline cu tremolit, cipolinurile, precum și calcarele brecifiate străbătute de filonașe de cuarț și calcedonie, de origine probabil hidrotermală, suferă o dizolvare diferențiată însoțită de transformarea chimică a silicaților.

În final se observă prezența unor cruste de silice vacuolară (pl. I, fig. 3), care în secțiune subțire se prezintă ca un mozaic de granule fine de cuarț alternînd cu zone în care predomină fibrele de calcedonie (uneori pseudomorfoze după tremolit). Vacuolele sînt umplute cu un material argilos limonitic (pl. I, fig. 4).

O altă consecință a fenomenelor de alterație este formarea „făinii dolomitice", rocă slab coerentă constituită din cristale detașate de dolomit, cu contururi angulare, cu dimensiuni cuprinse între 0,1 și 1,3 mm. Culoarea lor gălbuie se datorește, desigur, impurificării cu oxizi de fier. În versantul vestic al Dealului Măgurenilor (pl. II, fig. 1), sub un petic de gresii și argile roșii, apar numeroase lentile neregulate formate din „făină dolomitică".

În final, trebuie să pomenim de prezența unor adevărate „cîmpuri de galeți" de dolomite care au luat naștere *in situ* prin rotunjirea blocurilor inițial paralelipipedice, dizolvîndu-se de preferință muchiile și colțurile acestora.

---

[5] Fl. și Josefina Marinescu, *op. cit.*, p. 1.

Modificările de ordin mineralogic suferite de şisturile cristaline în timpul alterării conduc la variaţii corespunzătoare în ceea ce priveşte compoziţia lor chimică (tabelul 1).

Astfel, la paragnaise, în roca alterată scade conţinutul în SiO_2, dar creşte cel de Al_2O_3 în comparaţie cu roca proaspătă. Alcaliile apar în cantităţi mai mici, la fel calciul şi magneziul; în schimb, fierul abundă în roca alterată, şi anume fierul trivalent. Sulful şi fosforul dispar, creşte pierderea la calcinare.

În timp ce levigarea sulfului, fosforului, a alcaliilor, a calciului şi magneziului este un fenomen curent întîlnit într-o măsură mai mare sau mai mică şi sub climatul actual, îndepărtarea silicei, cu îmbogăţire concomitentă în alumină şi Fe_2O_3, necesită condiţii de temperatură care se realizează greu în perioada actuală (K. Glinka, 1914) sau intervenţia acizilor organici care să poată transporta şi redepune oxizii de fier şi de aluminiu (fig. 2).

Tabelul nr. 1

Roca	Paragnais alterat*	Paragnais proaspăt**
SiO_2	46,65	63,87
TiO_2	0,85	0,15
Al_2O_3	23,90	7,70
Fe_2O_3	12,50	2,80
CaO	0,60	2,63
MgO	0,59	3,06
FeO	urme	4,59
Na_2O	0,85	5,80
K_2O	0,47	4,61
P_2O_5	urme	0,65
S	urme	0,60
P.C.	13,59	3,49

* Media a 6 analize.
** Media a 4 analize.

Tabelul nr. 2

Roca	Dolomit cristalin	Argilă roşie
SiO_2	0,90	54,65
Al_2O_3	0,08	16,36
Fe_2O_3	0,05	12,94
MgO	20,50	1,74
CaO	31,50	0,46
Na_2O	0,08	1,05
K_2O	urme	0,42
P.C.	46,89	12,48
Raportul $SiO_2 : Al_2O_3 : Fe_2O_3$	18 :1,6 :1	4,3 :1,3 :1

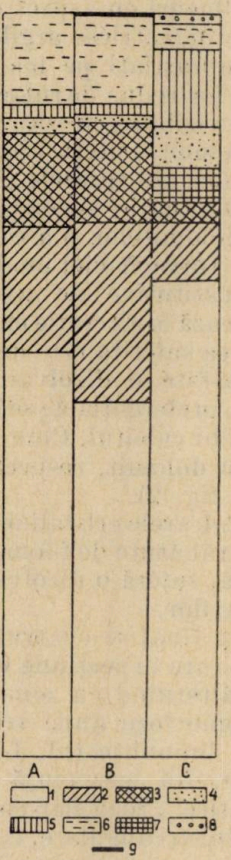


Fig. 2. — Diagrama de variaţie a compoziţiei chimice pentru paragnaise proaspete (*A*) şi alterate (*B*) în comparaţie cu compoziţia chimică a unor argile roşii (*C*). 1 : SiO_2, 2 : Al_2O_3, 3 : Fe_2O_3, 4 : $Na_2O + K_2O$, 5 : $CaO + MgO$, 6 : P.C., 7 : FeO, 8 : $P_2O_5 + S$, 9 : TiO_2.

Transportul oxizilor de fier și de aluminiu și precipitarea lor la contactul cu rocile carbonatate explică de altfel prezența argilelor roșii care acoperă calcarele cristaline pe suprafețe întinse (pl. II, fig. 1). Mai mult decît atît, precipitarea fierului poate conduce la formarea unor mici concrețiuni de limonit prezente la suprafața carbonatitelor cristaline, în argile roșii-vișinii (Dealul Paltinului, Preluca Veche). O astfel de argilă are compoziția chimică net diferită de cea a dolomitelor, raporturile dintre silice, alumină și fier fiind și ele diferite (tabelul nr. 2).

2. VÎRSTA ALTERAȚIEI

Scoarța de alterație descrisă mai sus a luat naștere înaintea formării reliefului actual.

În 1919, H. Quiring atrage atenția asupra formei curioase sub care se prezintă partea oxidată a zăcămîntului de fier și mangan de la Răzoare. Astfel, pe culmea dintre Valea Sunătorii și valea Borta (Zăpodiei) limita inferioară a zonei oxidate se găsește la 25—30 m sub suprafața actuală, în timp ce în talvegul văilor aflorează minereul primar.

Observațiile noastre conduc la același rezultat în ceea ce privește paragnaisele și micașisturile din tot cuprinsul masivului; în timp ce pe culmi rocile sînt intens alterate, în talvegul văilor mai importante aflorează roca proaspătă (fig. 3). Excepție fac văile situate la sud de rîul Lăpuș și la nord de falia Prelucăi, văi ce descoperă nivele situate imediat sub stiva de depozite paleogene.

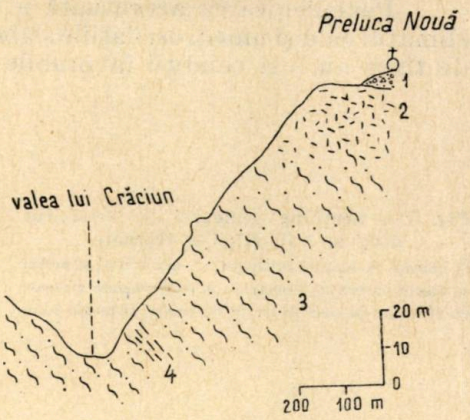


Fig. 3. — Secțiune geologică pe versantul estic al Văii lui Crăciun — Preluca Nouă. *1*, Brecii argiloase roșii; *2*, micașisturi și cuarțite alterate; *3*, alternanță de micașisturi, paragnaise micacee fine și cuarțite cenușii; *4*, intercalații de amfibolit.

O situație deosebit de clară se observă pe Valea Hișului (Peteritea), pe Valea Prislopului (Buteasa) și pe Valea Cufoii (Cufoaia), unde șisturile cristaline intens alterate sînt acoperite de stratele de Turbuța sau chiar de calcare grosiere (fig. 4). Petecele de conglomerate sau gresii eocene superioare de la Dealul Sasului (Cufoaia), Dealul Bălții (Groape) sau de la Dumbrava (Răzoare-vest) repauzează peste paragnaise intens alterate. În unele situații, cum ar fi pe Valea Rîpii (Răzoare) (fig. 5), Dealul Paltinului (Preluca Veche) sau Dealul Măgurenilor, stratele de Turbuța se dispun peste

produsele de alteraţie transportate pe distanţe mici, aşa cum vom vedea mai jos.

Peste cristalinul alterat sînt plasate peticele de senonian în facies de Gosau pe valea Gaura (Buteasa) şi pe valea Dumbrăvenilor-Sălniţa [6].

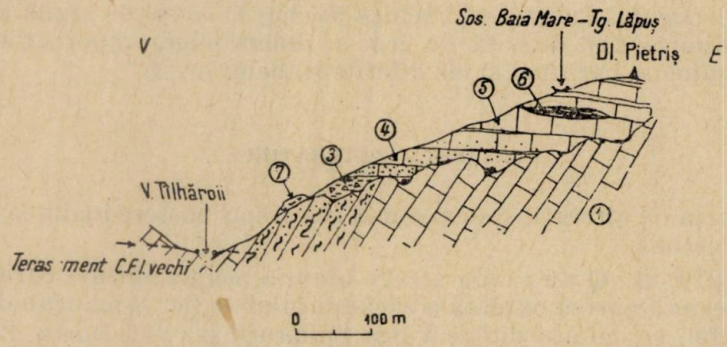


Fig. 4. — Secţiune geologică la gura văii Tălhăroaia — Cufoaia.
1, Calcare cristaline; *2*, micaşisturi alterate; *3*, argile roşii şi vişinii cu blocuri de calcare cristaline; *4*, calcar grosier grezos cu miliolide şi ostrei; *5*, lentile de argile cărămizii; *6*, lentile de argile cărămizii cu concreţiuni de limonit; *7*, depuneri de tuf calcaros.

Rezultă deci că procesele de alteraţie deosebit de intense au afectat partea superficială a cristalinului Prelucii pe un interval de timp destul de lung, în timpul cretacicului superior, a paleocenului şi eocenului, inclusiv în prima jumătate a priabonianului.

Peneplenizarea accentuată a reliefului (V. M i h ă i l e s c u, 1938), climatul cald şi umed, oscilaţiile slabe ale scoarţei terestre din acest interval de timp au fost condiţii favorabile formării şi păstrării scoarţei alterate.

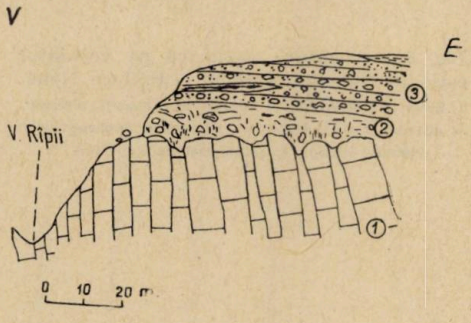


Fig. 5. — Secţiune geologică pe versantul stîng al Văii Rîpii — Răzoare.
1, Calcaţe dolomitice cristaline; *2*, argile roşii şi verzui cu blocuri de calcare cristaline; *3*, conglomerate grezoase cu elemente de cuarţ şi lentile de argile nisipoase roşii.

3. DEPOZITE FORMATE PE SEAMA SCOARŢEI DE ALTERAŢIE

Datorită reliefului şters, monoton, o bună parte din produsele de alteraţie ale şisturilor cristaline au rămas în loc formînd depozite eluviale. În acestea, aşa cum am mai amintit, se păstrează şistuozitatea relictă,

[6] I. K a l m a r, *Asupra unor noi iviri de cretacic în sudul Masivului Preluca*, Comunicat în şedinţa din 28.III.1968 la Institutul geologic al Comitetului de Stat al Geologiei.

dispoziția intercalațiilor de cuarț, a lentilelor de muscovit și a porfiroblastelor de granați (alterați).

Deplasări pe distanțe mici, datorită apelor de șiroire, antrenînd materialul argilos și micaceu amestecat cu detritus organic, au avut loc spre

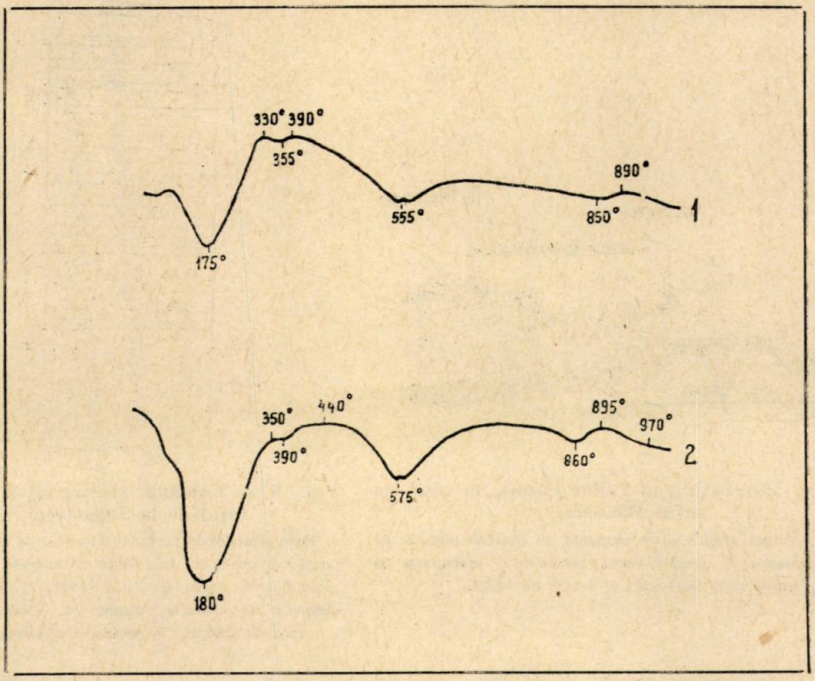


Fig. 6. — Derivatograme termice pentru argile roșii din (1) Dealul Popii (Răzoare) și (2) Dealul Paltinului (Preluca Veche) a fracțiunii sub 0,02 mm. Puncte exo- și endoterme corespunzătoare oxizilor de fier, montmorillonitului cu ion bivalent, hidroxizilor de aluminiu și caolinei.

zonele joase ale reliefului, în special spre depresiunile care au luat naștere prin levigarea carbonatitelor. Depozitele formate s-au îmbogățit în oxizi liberi de fier și aluminiu, ca urmare a reacției amintite dintre carbonatite și compușii organo-minerali (humici) de fier și aluminiu. Diagrafia termică a acestor argile roșii indică prezența unor astfel de hidroxizi liberi(fig. 6) alături de caolin și montmorillonit.

Este de presupus existența unor lacuri temporare sau a unor mlaștini în care sedimentarea materialului argilos a fost însoțită de precipitarea unor calcare de apă dulce. Astfel de calcare se întîlnesc sub forma unor concrețiuni izolate, în strate de maximum 2—3 m în numeroase locuri, dar întotdeauna în apropierea carbonaților, în special în lungul unei zone depresionare vizibile și azi, care începe sub Dealul Măgurenilor și se termină la est de Sălnița.

În urma transportului torențial și prin pornituri, intensificate o dată cu accentuarea scufundării regiunilor situate la sud de masivul Prelucii (pe la începutul eocenului), materialul friabil este antrenat, în depresiunile

existente formîndu-se depozite proluviale şi coluviale. Acestea sînt constituite din brecii de culoare roşie, cu elemente de cristalin alterat într-o matrice argiloasă nisipoasă-micacee ; sînt lipsite de stratificaţie sau au o structură torenţială. Astfel de depozite s-au păstrat pe culmile din împreju-

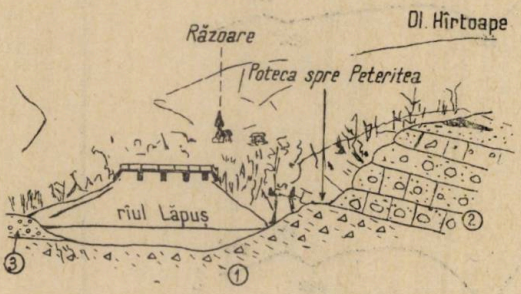


Fig. 7. — Malul stîng al rîului Lăpuş, în aval de satul Răzoare.

1, Brecie cu liant argilos şi cu elemente de cuarţite micacee de culoare cărămizie ; *2*, gresii şi conglomerate cu o intercalaţie de argilă roşie nisipoasă ; *3*, terasă de luncă.

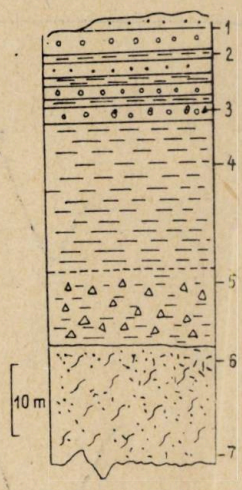


Fig. 8. — Coloana stratigrafică în forajul de la Jugăstreni.

1, Baza stratelor de Turbuţa ; *2*, nivele de argile nisipoase ; *3*, gresii cu fragmente de moluşte nedeterminabile ; *4*, argile cenuşii şi roşii ; *5*, brecii cu elemente de cristalin alterat ; *6*, micaşisturi şi cuarţite alterate ; *7*, aceleaşi roci proaspete.

rimile celor două Preluci, la Răzoare etc., sub forma unor petice reduse plasate peste cristalinul alterat. La Răzoare se observă prezenţa acestor brecii în albia rîului Lăpuş (fig. 7) ; escavaţiile executate în dreptul satului Cătun au traversat 8 m de astfel de roci.

O sondă săpată la nord de Jugăstreni (fig. 8), după ce a traversat calcarele grosiere, stratele de Turbuţa şi o serie argilo-nisipoasă, a întîlnit circa 20 m de brecii roşii repauzînd peste micaşisturi intens alterate (35 m).

În eocen întregul masiv se scufundă progresiv sub nivelul mării. Transgresiunea înaintează de la vest spre est (I. D u m i t r e s c u, 1957), astfel încît pe dealul Pietriş-Cufoaia peste cristalin se depune direct priabonianul superior (fig. 3). În tot intervalul de timp situat între paleocen (?) şi eocen superior, dinspre uscat cursurile de apă (în bună parte torenţiale) transportau în mare material argilos-nisipos roşu care se regăseşte sub forma unor intercalaţii (pl. II, fig. 2) în toată stiva depozitelor, în jurul masivului cristalin, inclusiv în calcarele grosiere. Spre sud, intercalaţiile devin din ce în ce mai subţiri şi mai fine ; acelaşi lucru se întîmplă şi în sus, pe scara stratigrafică, aşa cum se observă în forajul amintit de la Jugăstreni.

Prin urmare, depozitele continentale, lacustre şi lentilele argilo-nisipoase roşii, îndinţate în stiva paleogenă formează un tot unitar, reprezentînd aspecte diferite ale sedimentării materialului provenit din aceeaşi

scoarță de alterație. Avem de-a face deci cu o serie roșie comprehensivă precedînd și apoi însoțind transgresiunea paleogenă (fig. 9).

O atenție deosebită merită examinarea originii materialului constitutiv al stratelor de Turbuța.

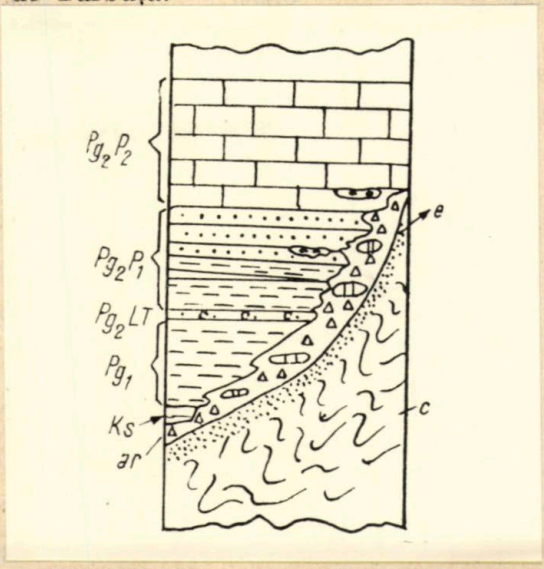


Fig. 9. — Coloana stratigrafică pentru intervalul cretacic-eocen, în partea sudică a masivului Preluca. Pg_2P_2, Calcare grosiere; $Pg\ P_1$, strate de Turbuța: Pg_2Lt, strate de Rákóczy; Pg_1, argile vărgate inferioare; *Ks*, senonian; *ar.*, brecii argiloase, gresii, argile nisipoase și vinete cu intercalații de calcare de apă dulce; *e*, scoarță veche de alterație; *c*, cristalin.

Stratele de Turbuța sînt constituite din gresii și conglomerate cu stratificație încrucișată avînd la bază numeroase intercalații lenticulare de argile nisipoase roșii. Gresiile și conglomeratele sînt alcătuite în bună parte din elemente de cuarț slab rulat, de dimensiuni variind între 0,2 și 200 mm. Feldspatul apare sporadic și numai la vest de meridianul Sălniței; muscovitul apare în cantitate redusă (sub 3%). Elementele din conglomerate sînt constituite din cuarțite cenușii sau gălbui; nu se observă prezența altor roci. Examinînd un astfel de galet (pl. II, fig. 3) ne izbește asemănarea lui cu partea centrală, bombată, a unei intercalații lenticulare de cuarț alb, din paragnaise sau cuarțite; chiar și fisurile de tensiune sînt prezente și dau naștere fețelor plane ale galetului.

Este firesc să presupunem că stratele de Turbuța s-au format pe seama cuarțului remaniat din cristalinul din imediata apropiere. Dar șisturile cristaline, chiar și cele alterate, conțin, pe lîngă cuarț, muscovit și alte minerale; trebuie deci să presupunem o selecție a materialului, într-o primă fază, materialul argilos-micaceu a fost îndepărtat, iar într-o fază ulterioară, caracterizată prin intensificarea puterii de transport a apelor (mișcare ascensională a unei părți din uscat), s-au pus în mișcare și „galeții" de cuarț. De altminteri un simplu calcul va conduce la concluzii interesante: prin alterarea și dezagregarea a 80 cm paragnais cuarțos ia naștere 20 cm psamo-psefite cuarțoase și 50 cm argile nisipoase roșii. Raportul dintre grosimea formațiunilor roșii și a gresiilor cuarțoase în stiva paleogenă este tot în jur de 2,5 : 1 (tabelul nr. 3).

Tabelul nr. 3

Localitatea	Stratul	Grosimea (m)	Raportul dintre grosimea stratului de gresii şi argile nisipoase
Răzoare est	stratele de Turbuţa (partea grezoasă)	35	1 :3,2
	stratele de Turbuţa (partea argilo-nisipoasă)	85 } 115	
	brecii roşii argiloase	30 }	
Vima Mică	strate de Turbuţa (partea grezoasă)	50	1 :2,5
	intercalaţii argiloase din calcare grosiere	20	
	intercalaţii argiloase din stratele de Turbuţa	25	
	argile şi nisipuri argiloase de la baza şi de sub stratele de Turbiţa	80	
Sonda Jugăstreni	stratele de Turbuţa (partea grezoasă)	40	1 :2,25
	intercalaţii argiloase din calcare şi gresii	30	
	argilele vărgate	40	
	brecii roşii	20	

CONCLUZII

În perioada care a precedat transgresiunea eocenă şi în tot timpul acesteia, partea superficială a masivului cristalin al Prelucăi suferă o alteraţie de o intensitate deosebită.

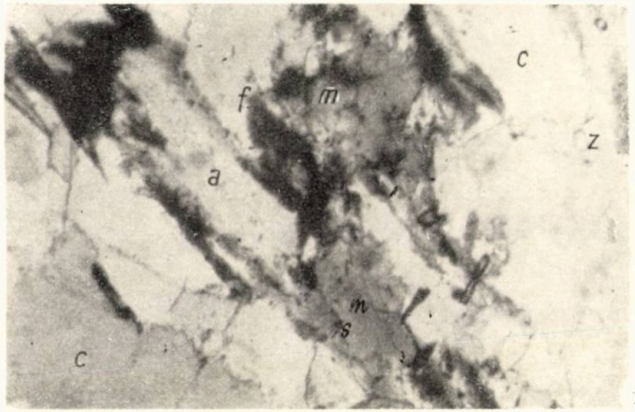
Scoarţa de alteraţie care a luat naştere a furnizat materialul necesar formării unor depozite de culoare roşie, situate atît la baza seriei eocene cît şi în cuprinsul ei, pînă la partea mijlocie a calcarelor grosiere.

ÜBER DAS VORHANDENSEIN EINER ALTEN VERWITTERUNGSSCHICHTE IM GEBIRGSMASSIV PRELUCA (MARAMUREŞ).

ZUSAMMENFASSUNG

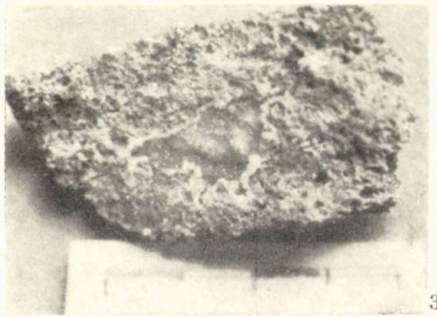
Die vom Autor durchgeführten geologischen Forschungen im Bergmassiv Preluca konnten das Vorhandensein heftiger Verwitterungserscheinungen an den Tag legen.

Die Paragneise, die glimmerhaltigen Quarzite, Glimmerschiefer und Amphibolite, die zum größten Teil das Massiv bilden, wurden in eine bröcklige tonige und glimmerige Masse umgewandelt. Charakteristisch für diese Masse ist eine rostige Färbung. Die kristallinen Dolimite zeichnen sich durch eine starke Auslaugung, aus die im Falle der tremolithal-

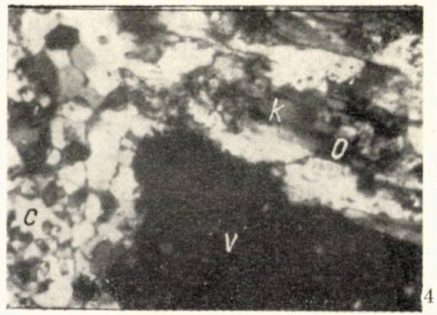


1

2



3



4

Fig. 1. — Paragnais cuarțos, alterat. Dealul Bolongu, Cufoaia. *a*, Feldspat, transformat parțial în minerale argiloase sericit și calcit ; *m*, muscovit înconjurat de minerale opace și cu ace de sagenit (*s*) relict ; *z*, zircon ; *f*, limonit fin pulverulent. Nicoli + ; 25 ×.

Fig. 2. — Dizolvarea diferențială a calcarelor și dolomitelor. Dealul Măgurenilor, Preluca Veche. *a*, Banc de dolomit ; *b*, „galeți" detașați ; *c*, goluri de dizolvare între bancurile de dolomit.

Fig. 3. — Fragment de silice vacuolară. În centru se observă o mică geodă tapisată cu cristale fine de cuarț.

Fig. 4. — Silice vacuolară. Dealul Paltinului, Preluca Veche. *c*, Cuarț mărunt ; *k*, calcedonie (pseudomorfoză după tremolit) ; *o*, opal ; *v*, vacuolă umplută cu material argilos — limonitic. Nicoli + ; 25 ×.

1

2

3

Fig. 1. — Calcar dolomitic (*3*) transformat în „făină dolomitică" (*4*) și suportînd argile roșii (2). Deasupra se observă un strat de gresii microconglomeratice (*1*) aparținînd stratelor de Turbuța. Dealul Măgurenilor — Preluca Veche.
Fig. 2. — Argile nisipoase în stratele de Turbuța, în escarpamentul drumului Răzoare — Groape. *a*, Conglomerate ; *b*, argile nisipoase roșii-violacee.
Fig. 3. — Galet de cuarț. Strate de Turbuța. Dealul Crucii — Măgureni. Fața din stînga jos este „tăiată" în lungul unei fisuri de tensiune. În centru se observă astfel de fisuri, iar în stînga o fisură de forfecare.

tigen Karbonatite zu einer Absonderung von Kieselsäure und des Cipolins führte. Das in großen Mengen angetroffene „dolomitische Pulver" bildete sich im Rahmen desselben Prozesses.

Das Wechseln der chemischen Zusammensetzung widerspiegelt die Veränderungen, die in der mineralogischen Zusammensetzung vor sich gehen. Im verwitterten Gestein kann man eine Verkleinerung des Kieselsäuregehalts, des zweiwertigen Eisens, Kalziums, Magnesiums und der Alkalien feststellen, und gleichzeitig eine Anreicherung des Aluminiums, des dreiwertigen Eisens und Wassers.

Die Verwitterungsschichte ist unter den Kreide- und Paläogenablagerungen zu beobachten.

Aus den Verwitterungsprodukten der kristallinen Schiefer bilden sich deluviale, colluviale und lakustre Ablagerungen, die umgeschichtet oder mit Querschichtung sind.

Die eozäne Transgression bewirkte die Anschwemmung eines roten tonig-sandigen Materials, das in den Ablagerungen des Eozäns bis zum mittleren Niveau des grobkörnigen Kalksteins anzutreffen ist. Die roten Ablagerungen haben demnach einen komprehensiven Charakter, da sie der Transgression des Eozäns vorangingen, sich aber auch während der Transgression absetzten.

Die Analogie, die zwischen den Konglomeraten der Turbuța-Schichten und den Quarzeinschlüssen aus dem tonig-glimmerigen Bindemittel der verwitterten kristallinen Schiefer besteht, brachte uns zur Annahme, daß sich auch die Turbuța-Schichten durch Anschwemmung eines Teils der Verwitterungsprodukte aus dem kristallinen Schiefer des Prelucamassivs, gebildet haben.

BIBLIOGRAFIE

Dumitrescu I. (1957), *Asupra faciesurilor și orizontării Cretacicului superior și Paleogenului în Bazinul Lăpușului*, Lucr. I.P.G.G., **IV**.

Glinka K. (1914), *Die tipen der Bodenbildung*, Berlin.

Hofmann v. K. (1887), *Geologische Notizen über die kristallinische Schieferinsel von Preluca und über nördlich und südlich anschliessende Terziärland*, Jahrsb. d.k. ung. geol. R.A.f. 1885, Budapesta.

Koch A. (1902), *Die Tertiärbildungen des Beckens der Siebenbürgischen Landestheile. I. Paleogene Abtheilung*, Mitth. a.d. Jahrsb. d.k. ung. geol. R.A., **X**, Budapesta.

Mateescu St. (1939), *Les sédiments de couleur rouge et la formation répétée des sols latéritiques dans les régions carpathiques de Roumanie*, Bull. Soc. École Polytehn. Timișoara, **IX**, *2*.

Mihăilescu V. (1938), *Observări morfologice în NV Transilvaniei*, în *Gr. Antipa, hommage à son œuvre*, București.

Quiring H. (1919), *Über das Manganeisenerzvorkommen von Macskamezö in Siebenbürgen*, z, prakt. Geol. 27.9, Berlin.

Roth v. Telegd (1909), *A Bükk hegység geológiai vázlata* (Schița geologică a Munților Bîc), Földt. k., Budapesta.

Stanciu V. (1956), *Contribuțiuni la tectonica cristalinului de Preluca (Munții Lăpușului)*, D.S. Com. geol, **XXXIX**.

Szádeczki-Kardoss E. (1930), *Contribuțiuni la geologia Ardealului de nord-vest*, D. S. Inst. geol., **XXIV** (1925—1926).

Primit în redacție
la 3 martie 1968

*Întreprinderea geologică de prospecțiuni
a Comitetului de Stat al Geologiei, București*

CONTRIBUȚII LA STUDIUL PALEONTOLOGIC ȘI STRATIGRAFIC AL DEPOZITELOR ALBIENE DIN PLATFORMA MOESICĂ

DE

RADU MUȚIU

55(05)

Prima mențiune asupra prezenței depozitelor albiene în Platforma Moesică aparține lui N. D i m i t r o v a (1952); acestea au fost semnalate pe malul bulgăresc al Dunării în regiunea portului Ruse și atribuite albianului mediu.

Pe malul românesc al Dunării, în regiunea portului Giurgiu, depozitele albiene au fost studiate paleontologic de T h. N e a g u în 1959, iar în 1960 de M. P a u c ă și D. P a t r u l i u s; cercetările autorilor susmențiați s-au limitat doar la studiul excavațiilor executate pentru construirea podului de peste Dunăre, iar vîrsta depozitelor studiate era limitată la albianul mediu.

Studii sistematice și de detaliu privind fauna albianului extrasă din carotele forajelor executate pe toată suprafața unității Moesice au fost întocmite de R. M u ț i u [1] în cursul mai multor ani; ele au constituit primele documente paleontologice în vederea orizontării și corelării depozitelor albiene (dovedite prin toate subetajele sale) în cadrul Platformei Moesice.

Unele date referitoare la geologia și stratigrafia depozitelor cretacice din unitatea studiată au fost expuse în diferite lucrări de N. G r i g o r a ș (1961), de I. P ă t r u ț, M. P o p e s c u, C. T e o d o r e s c u și M. M o l n a r (1961), precum și de E. V a s i l e s c u și colab. [2].

---

[1] Tema 129 B/1961; tema 143/1962; tema 159/1963; tema 180/1964; tema 193/1965.
[2] Tema 200/1966.

St. și cerc. de geol.,geof., geogr., Seria geologie, t. 14, nr. 2, p. 497–510, București, 1969

Depozitele albiene prezintă o largă arie de răspîndire în unitatea studiată, începînd pe linia de meridian din vestul Craiovei pînă la Hîrșova.

În ansamblu, litologia sa este compusă din marne și marno-calcare cu cefalopode și gresii verzi glauconitice cu belemniți și inocerami.

În linii generale am putea să jalonăm trei zone litologice : o zonă vestică în care se dezvoltă marnele și marnele cenușii-verzui (Craiova, Ciurești etc.), o zonă centrală alcătuită din marno-calcare cenușii-verzui cu unele intercalații grezoase (Hîrlești, Cartojani etc.) și o zonă estică (Slobozia, Sărulești etc.), în care predomină faciesul grezos, cel marnos, subordonat primului, fiind dezvoltat sub formă de intercalații la partea superioară a albianului terminal (forajele Manolache, Tînganu, Cățelu etc.) (fig. 1 și 4).

În regiunea centrală de nord a Platformei Moesice (regiunea Corbii Mari etc.) se găsesc numai depozite vraconiene reprezentate prin marne la partea superioară și gresii glauconitice cu *Parahibolites tourtiae* ce stau discordant peste depozitele recifale ale barremianului și apțianului.

În partea de vest (regiunea Ciurești), albianul este reprezentat doar prin termenul său superior (marnele cu *Hysteroceras varicosum*) ce se reazemă transgresiv peste marnele barremiene cu *Barremites dificilis* (fig. 5).

În partea de est a platformei (regiunea Sărulești) albianul este reprezentat prin toate subetajele sale stînd în continuitate de sedimentare peste nisipurile apțiene (fig. 2).

În partea de la vest de Jiu albianul nu a fost identificat.

Fig. 1. — Distribuția geografică a punctelor fosilifere albiene în Platforma Moesică.

Grosimea medie a gaultului din zona centrală poate fi apreciată la 250—300 m. Grosimea maximă poate fi considerată în sudul unității Moesice (regiunea Ursa, Studina etc.), unde depozitele albiene ating valori estimate de 350—400 m. La partea superioară a vraconianului, în continuitate de sedimentare, urmează marnele cenomaniene cu *Manteliceras*

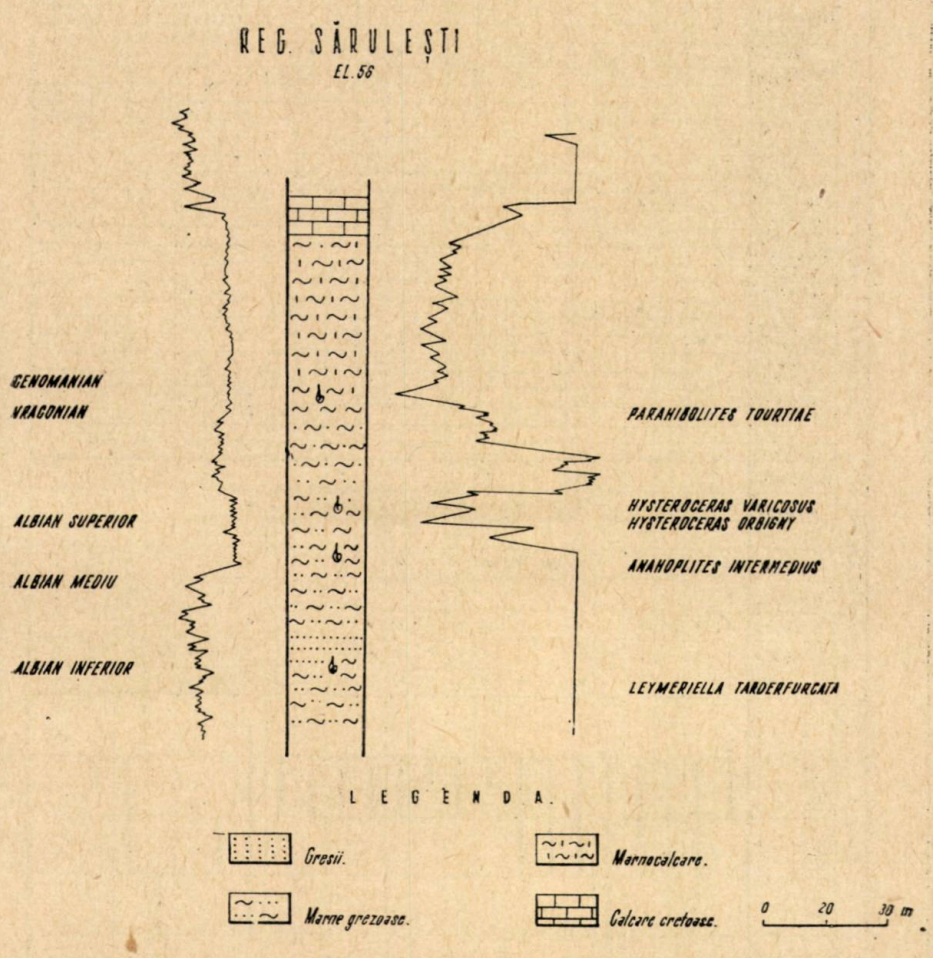
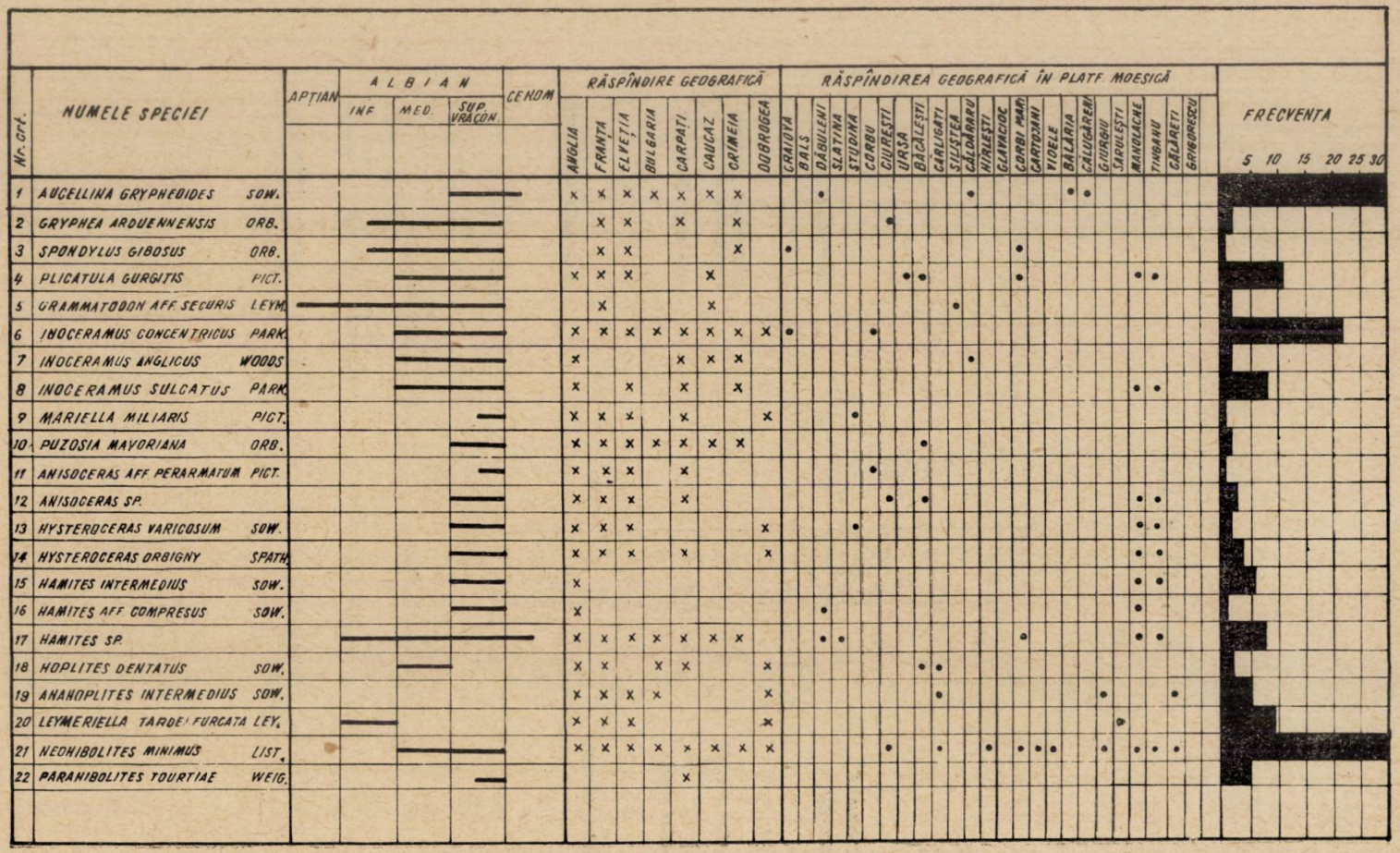


Fig. 2. — Coloana stratigrafică a albianului din estul Platformei Moesice.



— Fig. 3. Răspîndirea stratigrafică și frecvența faunei albiene.

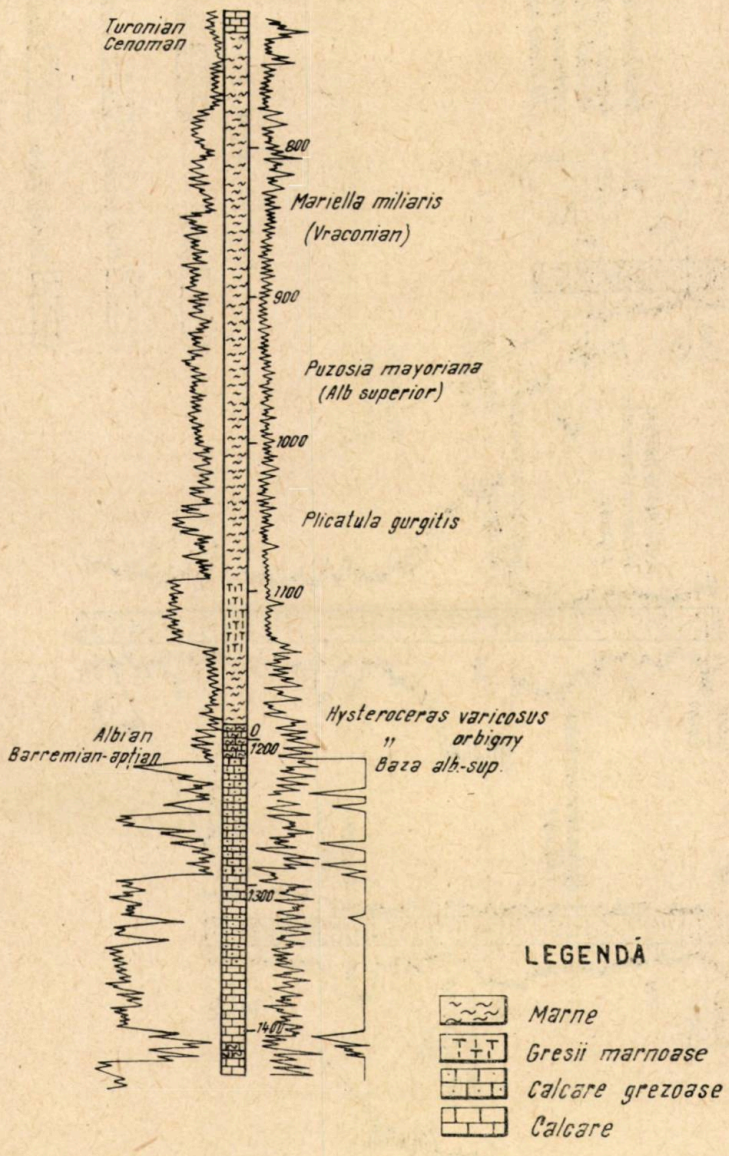


Fig. 4. — Coloana stratigrafică sintetică din vestul Platformei Moesice (albian).

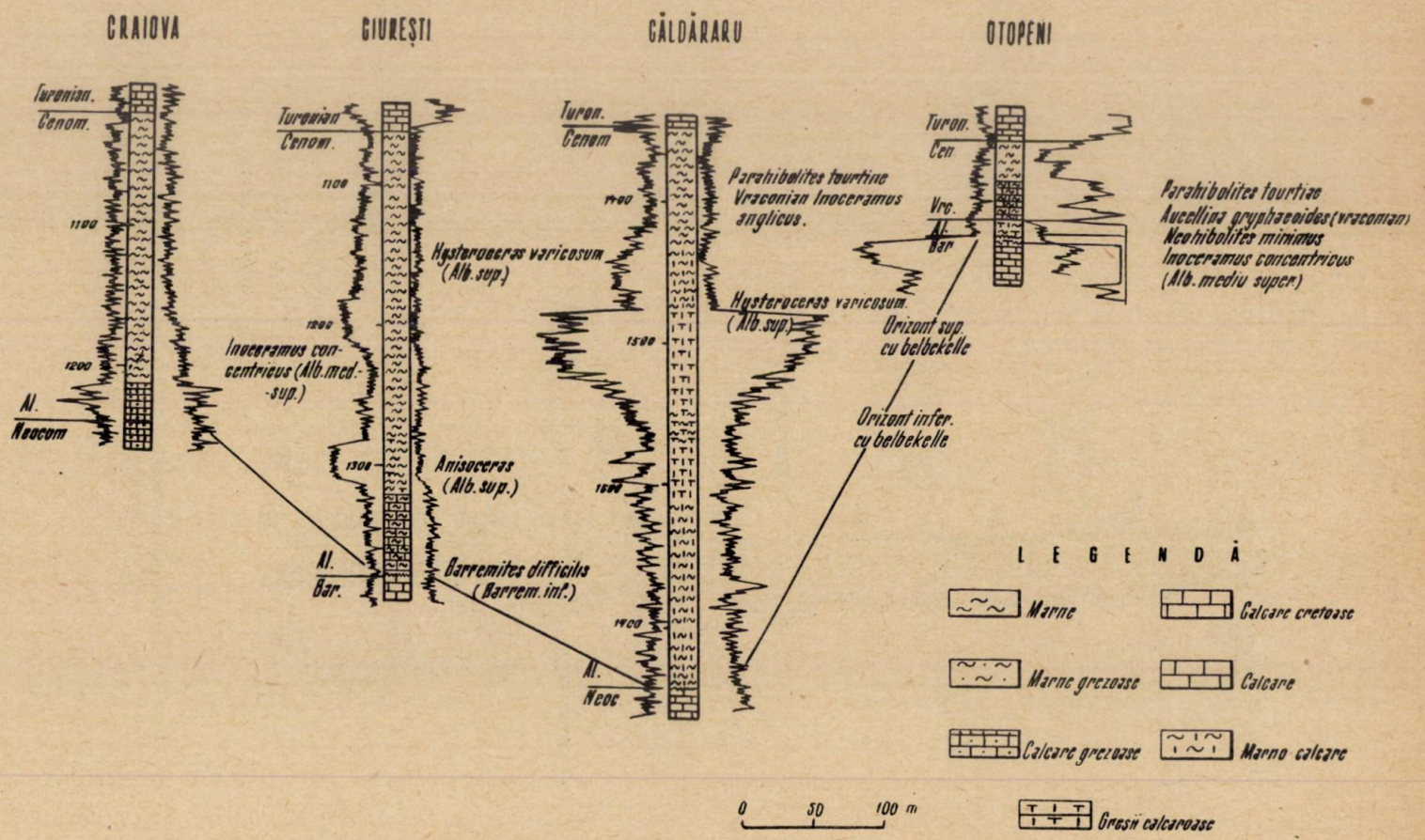


Fig. 5. — Corelarea depozitelor albiene între Craiova și Otopeni.

mantelli şi *Schloenbachia varians*. Din diferitele foraje executate în cadrul Platformei Moesice s-a extras următoarea faună (fig. 3):

Aucellina grypheoides Sow.
Gryphea arduennensis d'Orb.
Spondylus gibbosus d'Orb.
Plicatula gurgitus Pictet et Roux
Grammatodon aff. *securis* Leym.
Inoceramus concentricus Park.
Inoceramus anglicus Woods
Inoceramus sulcatus Park
Mariella miliaris Pictet et Camp.
Puzosia mayoriana d'Orb.
Anisoceras aff. *perarmatum* Pictet et Camp.
Anisoceras sp.
Hysteroceras varicosum Sow.
Hysteroceras orbigny Spath
Hamites intermedius Sow.
Hamites af. *compresus* Sow.
Hamites sp.
Hoplites cf. *dentatus* Sow.
Anahoplites intermedius Spath
Leyemeriella tardefurcata Leym.
Neohibolites minimus List.
Parahibolites turtiae Weign.

DESCRIEREA FAUNEI

Clasa **LAMELLIBRANCHIATA** Blainville 1816

Ordinul **DYSODONTA** Neumayr 1881

Familia **PTERIDAE** Meek = **AVICULIDAE** Lamark

Genul **Aucellina** Pompecky 1901

Aucellina griphaeoides Sowerby

(pl. II, fig. 4 — 10)

1901 *Aucellina grypheoides* Pompecky (1901), p. 354, pl. 16, fig. 6—8.
1905 *Aucellina grypheoides* Woods (1905), p. 72, pl. 10, fig. 6 — 13.
1952 *Aucellina grypheoides* Dimitrova (1952 *b*), p, 315, pl. 1, fig. 4.
1960 *Aucellina grypheoides* Drusciţa şi Kudriavţeva (1960), p. 180, pl. 3, fig. 12 A — — B 13, 14 A, 15 şi 16.

Familia **PERNIDAE** Zittel **(Isognomonidae)**

Genul **Inoceramus** Sowerby 1819

Inoceramus concentricus Parkinson

(pl. I, fig. 1—8)

1911 *Inoceramus concentricus* Woods (1911), vol. 2, p. 267, pl. 45, fig. 11, pl. 216, fig. 1 — 10.
1926 *Inoceramus concentricus* Rengarten (1926), p. 47.
1960 *Inoceramus concentricus* Drusciţa şi Kudriavţeva (1960), p. 184, pl. 7, fig. 5—6 a şi b.
1966 *Inoceramus concentricus* Filipescu şi Grigorescu (1966), pl. V, p. 419.

Inoceramus anglicus Woods

(pl. I, fig. 15)

1911 *Inoceramus anglicus* Woods (1911), vol. II, p. 264, pl. 45, fig. 80.
1960 *Inoceramus anglicus* Drisciţa şi Kudriavţeva (1960), p. 185, pl. 8, fig. 1 — 3.
1966 *Inoceramus anglicus* Filipescu şi Grigorescu (1966), p. 419, pl. 5, fig. 41.

Inoceramus sulcatus Parkinson

(pl. I, fig. 9 — 12)

1913 *Inoceramus sulcatus* Woods (1913), p. 269,p. 47, fig. 15—20.
1960 *Inoceramus sulcatus* Drusciţa şi Kudriavţeva (1960), p. 185, pl. 7, fig. 9 şi 10.

Familia **OSTREIDAE** Lamarck

Genul **Gryphea** Lamarck 1801

Gryphea arduennensis Orbigny

(pl. II, fig. 11—12)

1846 *Ostrea arduennensis* Orbigny (1840—1855), p. 711, pl. 472, fig. 1 — 4.
1853 *Ostrea arduennensis* Pictet et Roux (Gres verts). p. 523, pl. 4, fig. 6.
1960 *Gryphea arduennensis* Drusciţa şi Kudriavţeva (1960), p. 198, pl. 14, fig. 13 a, b şi 14 a şi b.

Familia **SPONDYLIDAE** Gray

Genul **Spondylus** Linné 1758

Spondylus gibbousus Orbigny

(pl. II, fig. 13)

1846 *Spondylus gibbosus* Orbigny (1840—1855), p. 658, pl. 452, fig. 1—6.

Familia **PLICATULIDAE COX**

Genul **Plicatula** Lamarck 1801

Plicatula gurgitis Pictet et Roux

(pl. I, fig. 16—20, pl. II, fig. 1)

1853 *Plicatula gurgitis* Pictet et Roux (Gres verts), p. 517, pl. 47, fig. 4.
1871 *Plicatula gurgitis* Pictet et Campiche (1858), p. 72.
1913 *Plicatula gurgitis* Woods (1913), p. 137, pl. 25, fig. 13—21.

Familia **PARALLELODONTIDAE** Dall

Genul **Grammatodon** Meek 1860

Grammatodon aff. **securis** Leymerie

(pl. I, fig. 13 şi 14)

1926 *Grammatodon securis* Rengarten (1926), p. 69.
1960 *Grammatodon securis* Drusciţa şi Kudriavţeva (1960), p. 177, pl. 2, fig. 9 a şi b, 10.

Clasa **CEPHALOPODA** Cuvier 1795

Subclasa **AMMONOIDEA** Bather, 1888

Ordinul **AMMONITIDA** (s. l).

Familia **TURRILITIDAE** Meek, 1876

Genul **Mariella** Nowak, 1916

Subgenul **Mariella** Wright 1957

Mariella (Mariella) miliaris Pictet et Campiche

(pl. II, fig. 14 şi 15)

1861 *Turrilites bergeri* Brongn. var. *miliaris* Pictet et Campiche (1858), p. 136, pl. 58, fig. 5.
1937 *Mariella miliaris* (Pictet) Spath (1937), p. 514, pl. 57, fig. 25 şi 26.
1947 *Paraturrilites miliaris* Breistoffer, Sur les zones d'ammon alb. dans France et d'Angleterre, p. 62.
1960 *Mariella* (*Mariella*) *miliaris* Chiriac, p. 456, pl. 1, fig. 14—16, pl. 2, fig. 17—20.

Familia **DESMOCERATIDAE** Zittel

Genul **Puzosia** Bayle 1878

Puzosia mayoriana Orbigny

(pl. II, fig. 16)

1840 *Ammonites mayorianus* Orbigny (1840—1855), p. 267, pl. 79.
1853 *Ammonites mayorianus* Pictet et Campiche (1858), p. 691, pl. 54, fig. 9.
1923 *Puzosia mayoriana* Spath (1923), p. 42, pl. 1, fig. 9 a şi b, 10 a şi b.
1938 *Puzosia mayori* Roman (28), p. 407, pl. 42, f. 396.
1960 *Puzosia mayoriana* Druşciţa şi Kudriavţeva (1960), p. 301, pl. 46, f. 10 a, b.
1966 *Puzosia mayoriana* Filipescu şi Grigorescu (1966), p. 423, pl. 4, f.

Familia **ANISOCERATIDAE** Hyatt 1900

Genul **Anisoceras** Pictet 1854

Anisoceras sp. aff. **perarmatum** Pictet et Campiche

(pl. II, fig. 17)

1861 *Anisoceras perarmatum* Pictet et Campiche (1858), p. 65, pl. 48, fig. 1.
1938 *Anisoceras perartum* Roman (1938), p. 52.
1939 *Anisoceras perartum Spath* (1939), pl. 59, fig. 1 — 3; pl. 60, fig. 3—7.

Familia **DIPLOCERATIDAE** Spath

Genul **Hysteroceras**, Hyatt 1900

Hysteroceras orbigny Spath

(pl. III, fig. 2—6)

1841 *Ammonites varicosus* Sowerby; Orxgny (1840—1855), vol. 1, p. 294, pl. 87, fig. 3.
1847 *Ammonites varicosus* Sowerby; Pictet et Rouse, pl. 9, fig. 3a — 3b, 4a — 4b. pl. 50, fig. 2 — 5; pl. 52, fig. 2 — 4, 8; pl. 54, fig. 8 a, b; pl. 56, fig. 15.

Hysteroceras varicosum Sowerby

(pl. II, fig. 18—19)

1841 *Ammonites variacosus* Orbigny (1840—1855), vol. 1, p. 294.
1847 *Ammonites varicosus* Pictet et Roux (Gres verts), p. 160, pl. 9.
1934 *Hysteroceras varicosum* Spath (1934), p. 473, pl. 49, fig. 5 a, 5 b, 10, 11 a şi 11 b.

Familia **HAMITDAEHYATT** 1900

Genul **Hamites** Parkinson 1811

Hamites aff. **compressus** Sowerby

(p. III, fig. 18)

1875 *Hamites compressus* Pictet et Campiche (1858), p. 97.
1932 *Hamites* aff. *compressus* Collignon (1932), p. 24, pl. 4, fig. 18—18 *a*, 19 şi 19 a.
1939 *Hamites compressus* Spath (1939), pl. 68, fig. 10, 13 ; text fig. 222.

Hamites intermedius Sowerby

(pl. III, fig. 10—17)

1939 *Hamites intermedius* Spath (1939), p. 630, pl. 70, fig. 19—20 ; pl. 71, fig. 3—6 ; text fig. 229 a, g, m, p.

Familia **HOPLITIDAE**

Genul **Hoplites** (s. l) Neumayr, 1875

Hoplites cf. **dentatus** Sowerby

(pl. IV, fig. 1,2 şi 3)

1897 *Hoplites dentatus* Parona et Bonarelli (1897), p. 91, pl. 12. fig. 3.
1922 *Hoplites dentatus* Spath (1922), p. 101, pl. 7, fig. 5, 10 ; text 23, 24.
1938 *Hoplites dentatus* Roman (1938), p. 364 ; pl. 36, fig. 344.
1958 *Hoplites dentatus* Osnvî paleontolog. ammonoid (1958), p. 112, pl. 53, fig. 2. a şi 2 b.
1966 *Hoplites dentatus* Filipescu şi Grigorescu (1966), p. 424, pl. 5, fig. 42.

Genul **Anahoplites** Spath, 1923

(pl. IV, fig. 4)

1926 *Anahoplites intermedius* Spath (1926), p. 133, pl. 10, fig. 1 ; text fig. 36.

Familia **LEYMERIELLIDAE** 1907

Genul **Lemeriella** Jacob 1907

Leymeriella tardefurcata Leym.

(pl. IV, fig. 5—8)

1925 *Leymeriella tardefurcata* Spath, p. 84.
1958 *Leymeriella tardefurcata* Osnovî paleont. 1958, p. 112, pl. 53, fig. 1.

Subclasa **DIBRANCHIATA** owen, 1832

Ordinul **DECAPODA** leach, 1818

Subordinul BELEMNOIDEA Naef, 1912

Familie **BELEMNITIADAE** d'Orbigny, 1845 s. str.

Subfamilia **HASTATINAE** Stolley, 1919

Neohibolites minimus Lister

(pl. IV, fig. 13—18)

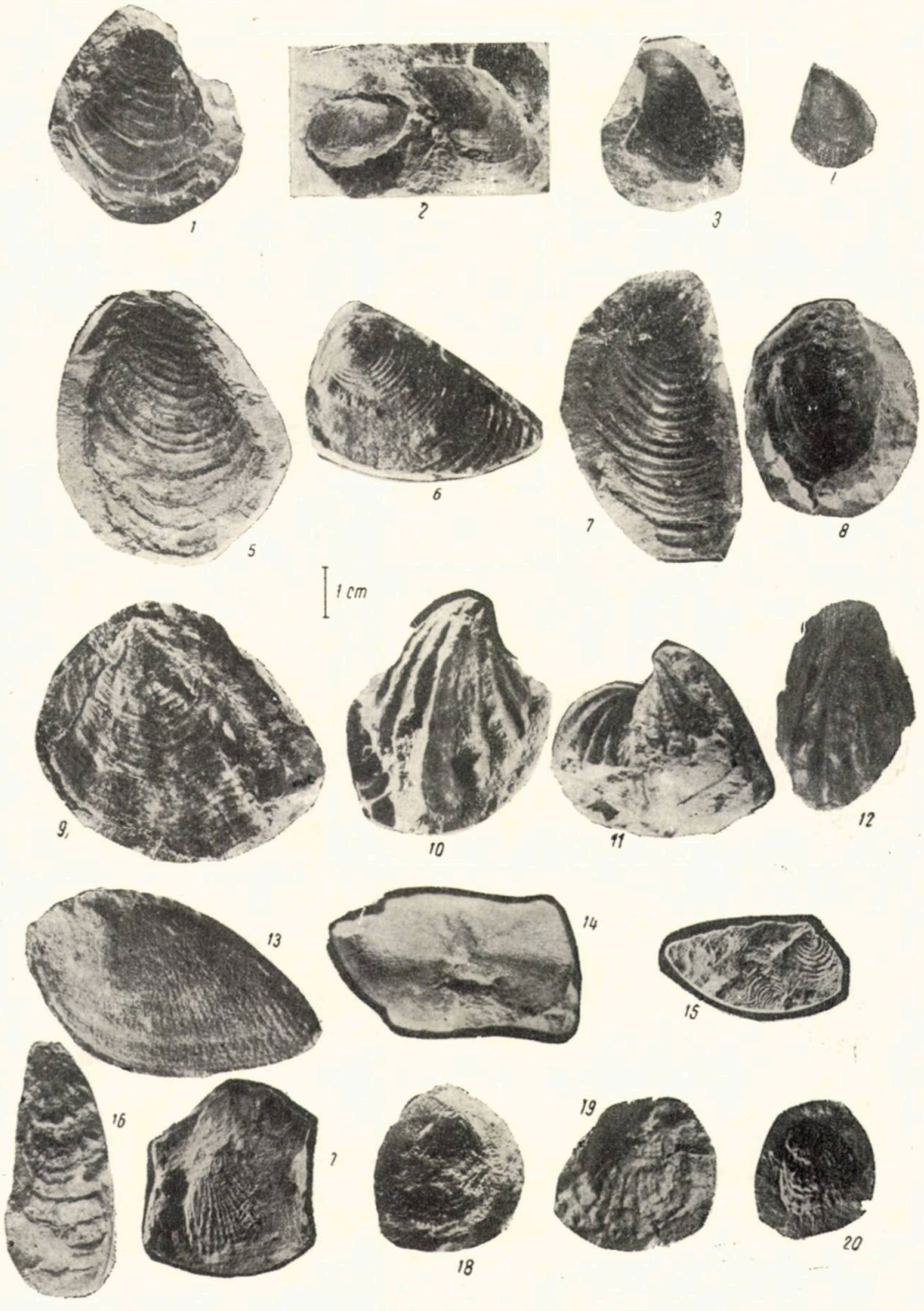
1858 *Belemnites minimus* Pictet et Loriol (1858), p. 105, pl. 13, fig. 1—6.
1930 *Neohibolites minimus* Passendorfer (1930), p. 675, pl. 4, fig. 81 a—f.
1954 *Neohibolites minimus* var. *minimus* (s. str.), Swinerton (1954), p. 71, pl. 4, fig.17, 18, 22 — 35, pl. 18, fig. 1.
1958 *Neohibolites minimus* Osnovî paleont. (1958), p. 100, pl. 59, fig. 6.
1960 *Neohibolites minimus* Drusciţa şi Kudriavţeva (1960), p. 362, pl. 3, fig. 8.
1966 *Neohibolites minimus* Filipescu şi Grigorescu (1959), p. 425, pl. 4, fig. 38, pl. 7, fig. 64.

Genul **Parahibolites Stolley** 1919

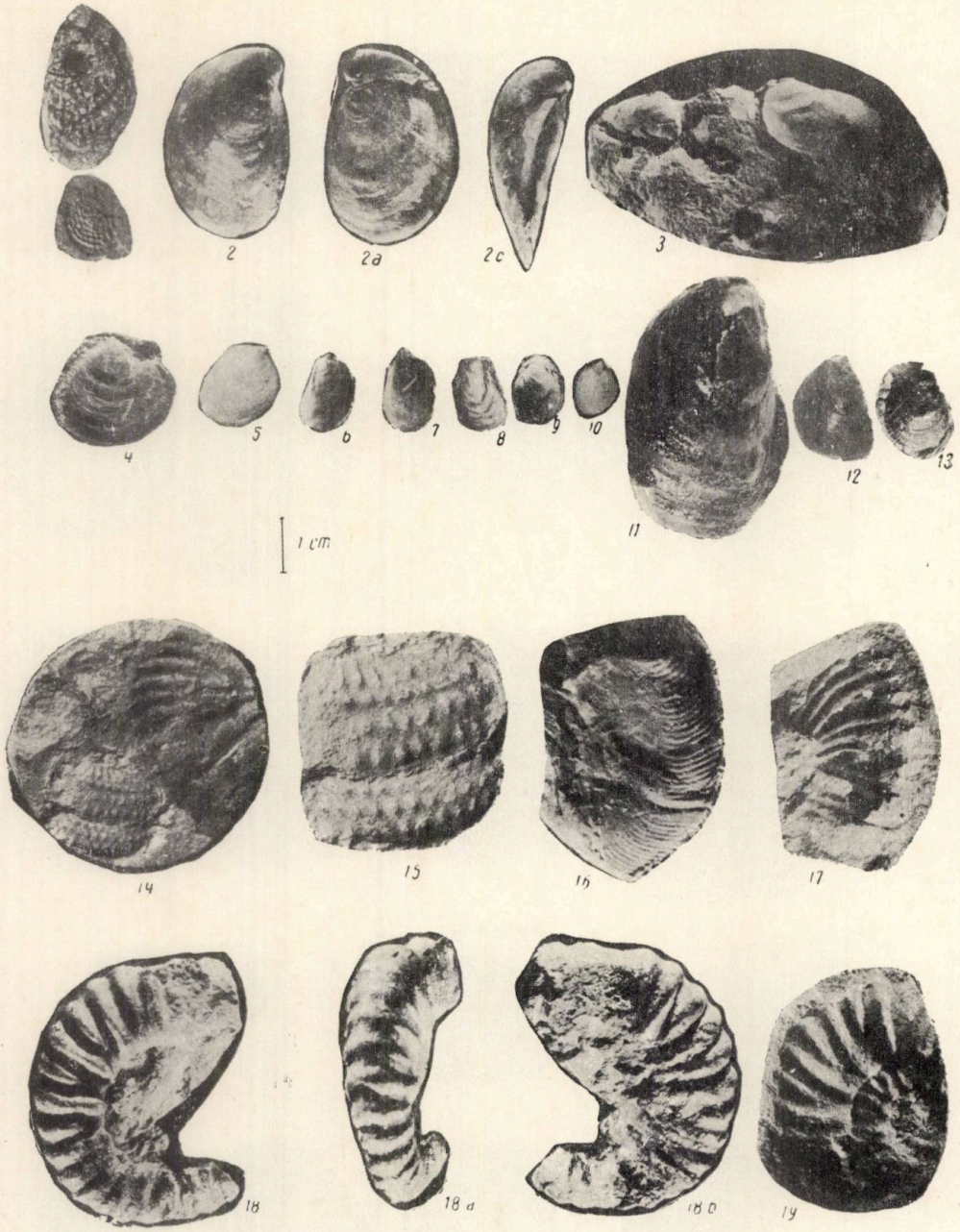
Parahibolites tourtiae Weigner

(pl. IV, fig. 9—12)

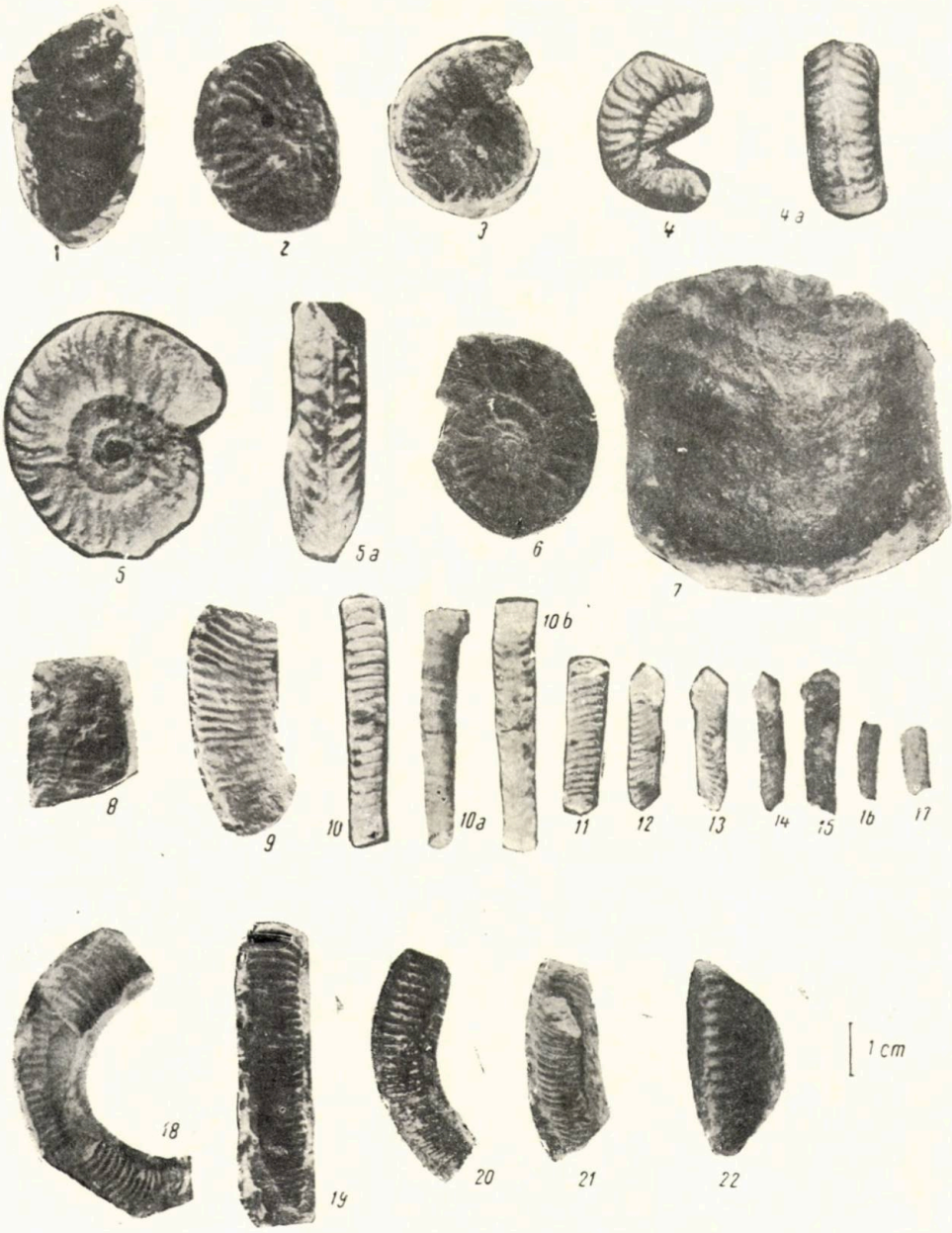
1959 *Parahibolites tourtiae* Atlas vernemelovoi faunî (1959), p. 201, pl. 191, fig. 1—2.
1966 *Parahibolites pseudoduvalia* Filipescu şi Grigorescu (1959), p. 426, pl. 69, fig. 9.



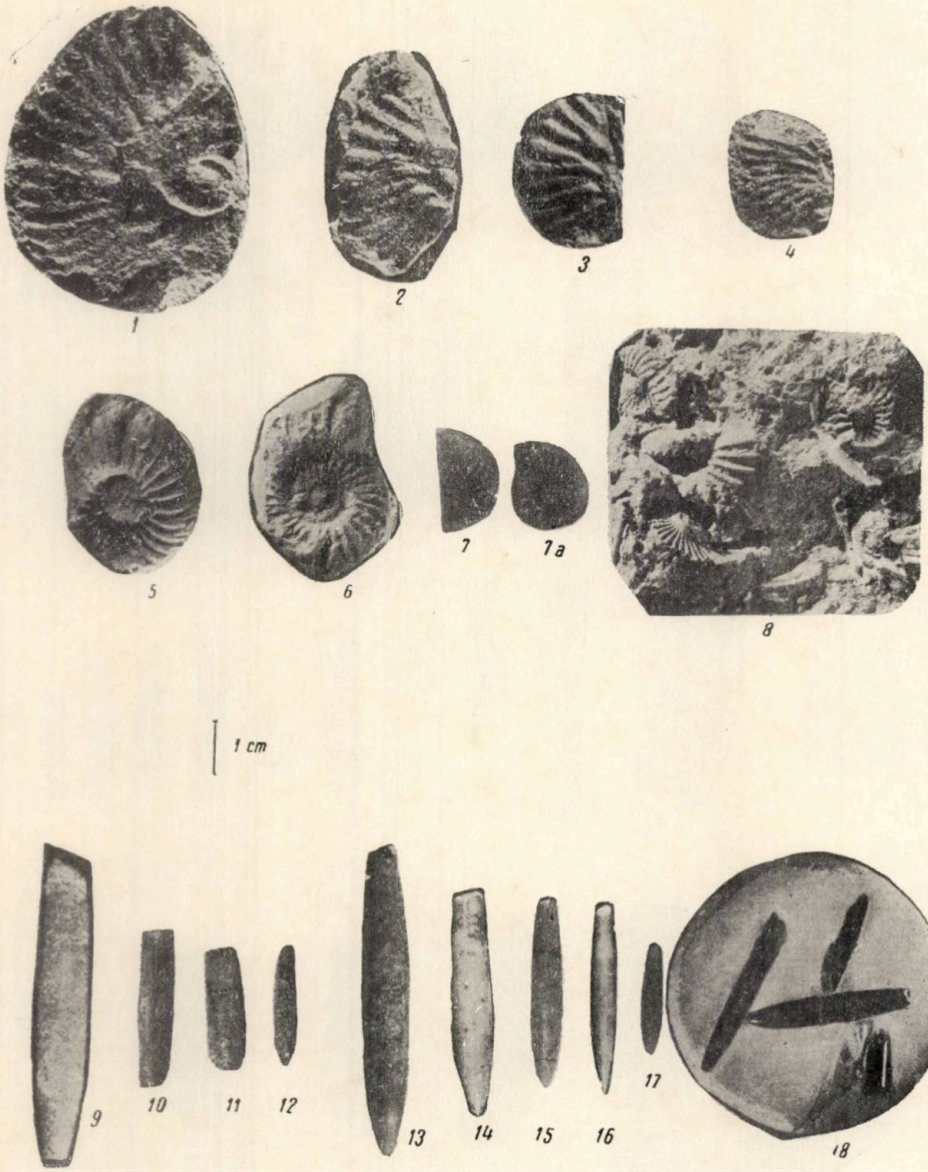
Inoceramus concentricus Park., fig. 1,2,3,4,5,6,7 și 8, foraj Platforma Moesică.
Inoceramus sulcatus Park., fig. 9, 10, 11 și 12, albian superior, Platforma Moesică.
Grammatodon aff. *securis* Leym., fig. 13 și 14, albian, Platforma Moesică.
Inoceramus anglicus Woods, fig. 15, albian, Platforma Moesică.
Plicatula gurgitis Pictet, fig. 16,17,18,19 și 20, albian, Platforma Moesică.



Plicatula gurgitis Pict., fig. 1, albian, Platforma Moesică.
Aucellina grypheoides Sow., fig. 3,4,5,6,7,8,9 și 10, albian, Platforma Moesică.
Aucellina sp., fig. 2, 2a și 2 c, albian, Pla forma Moesică.
Gryphea arduennensis Orb., fig. 11 și 12, albian, Platforma Moesică.
Spondylus gibosus Orb., fig. 13, albian, Platforma Moesică.
Mariella mi iaris Pict., fig., 14 și 15, vraconian, Platforma Moesică.
Puzosia mayoriana Orb. albian superior, fig. 16, Platforma Moesică.
Anisoceras aff. *perarmatum* Pict., fig. 17.
Hysteroceras varicosum Sow., fig. 18, 18a și 19, albian superior, Platforma Moesică.



Hysteroceras varicosum Sow., fig. 1, alb an superio r Platforma Moes că.
Hysteroceras orbigny Spath., fig, 2,3,4,4a, 5, 5a și 6, albian superior, Platforma Moesică.
Anisoceras sp., fig. 7, 8 și 9 , albian superior, Platforma Moesică.
Hamites intermedius Sow., fig. 10—17, albian superior, Platforma Moesică.
Hamites intermedius Sow., fig. 10—17, albian superior, Platforma Moesică.
Hamites aff. *compresus* Sow., fig. 18, albian, Platforma Moesică.
Hamites sp., fig. 19,20, 21 și 22.



Hoplites cf. *dentatus* Sow., fig. 1, 2 și 3, albian mediu, Platforma Moesică.
Anahoplites intermedius Sow., fig. 4, albian mediu, Platforma Moesică.
Leymeriella tardefurcata Leym., fig. 5,6,7—7a și 8, albian inferior.
Neohibolites minimus List., fig. 13—18, albian mediu-superior, Platforma Moesică.
Parahibolites tourtiae Weign., fig. 9—12, vraconian, Platforma Moesică.

CONSIDERAȚII STRATIGRAFICE

Pe baza faunei descrise mai sus putem face anumite precizări stratigrafice privind depozitele albiene din Platforma Moesică :

— în unitatea studiată, depozitele albiene (inclusiv vraconiene) sînt reprezentate prin toate subetajele sale ;

— vraconianul (zona cu *Stolitkaia dispar*) este dovedit pe baza formelor de : *Mariella miliaris*, *Parahibolites tourtiae*, *Aucellina grypheoides* și este reprezentat litologic prin marne și gresii glauconitice ; fauna susamintită am putut-o identifica în gresiile vraconiene din bazinul Rucărului și în marnele grezoase din regiunea Cotenești ;

— albianul superior (hysteroceratianul) este reprezentat în unitatea moesică prin marne și marno-calcare cu *Hysteroceras varicosum* și *H. orbigny*, fosile de subzonă din zona cu *Mortoniceras inflatum*, precum și de formele : *Puzosia mayoriana*, *Hamites intermedius*, *Inoceramus sulcatus* etc., fosile citate de L. S p a t h în orizonturile 9 și 10 ale albianului superior din Folkestone ;

— albianul mediu (zona cu *Hoplites dentatus*) este demonstrat în unitatea studiată prin fosilul de zonă *Hoplites* cf. *dentatus* și amonitul de subzonă *Anahoplites inermedius*. Litologic este reprezentat prin gresii glauconitice (Călărești) și marne grezoase (Cîrligați) ;

— albianul inferior este dovedit doar în partea de est a platformei, în regiunea Sărulești, fiind reprezentat prin gresii glauconitice cu *Leymeriella tardefurcata*.

Formele fosile cele mai abundente sînt reprezentate prin speciile : *Inoceramus concentricus*, *Neohibolites minimus* și *Aucellina grypheoides*, ce imprimă rocii adeseori aspect lumașelic.

Fauna albiană din Platforma Moesică românească prezintă identități cu fauna albiană din flișul Carpaților Orientali descrisă de G. M u r g e a n u (1934) și M. F i l i p e s c u și M. G r i g o r e s c u (1966), precum și cu fauna cretacică din Dobrogea de sud inventariată de M. C h i r i a c (1960).

CONTRIBUTION À L'ÉTUDE PALÉONTOLOGIQUE ET STRATIGRAPHIQUE DES DÉPÔTS ALBIENS DE LA PLATE-FORME MŒSIENNE

RÉSUMÉ

On présente la première faune albienne des forages réalisés dans la Plate-forme mœsienne de Roumanie, en décrivant des ammonites des zones et des sous-zones.

On décrit des colonnes synthétiques paléontologiques et on fait des corrélations entre les diverses régions de la Plate-forme mœsienne.

BIBLIOGRAFIE

AVRAM E. și MATEI V. (1958), *Date paleontologice privind flișul cretacic din partea de NE a bazinului văii Doftana*, St. cerc. geol., **3**, *2*.

CASEY R. (1961), *The ammonoides of the lower greesand*, Paleont. Soc., **3**.

CHIRIAC M. (1960), *Reprezentanți ai familiei Turrilidae Meek 1876, în cretacicul Dobrogei de Sud*, St. cerc. geol., **5**.

COLLIGNON M. (1932), *Les ammonites pyriteuses de l'Albien sup. du Mont Raynaud à Madagascar*, Ann. géol. du serv. des Min.

DIMITROVA N. (1952 *a*), *Sur la présence des couches albiennes aux environs de la ville Rousse — Bulgarie du NE*, Ann. Dir. Gén. de Rech. géol. et min.

— (1952*b*), *Sur la présence du genre Aucellina dans la crétacé inférieur de la Bulgarie du NE*, Ann. Dir. Gén. de Rech. géol. et min.

DRUSCIȚA V., KUDRIAVȚEVA M. (1960), *Atlas nijnemelovoi faunî severnogo Kavkaza i Krîma*, Gostoptehizdat, Moscova.

ERISTAVI M. (1948), *Srednemelovie aufelnî Gruzi*, Trud. Gheol. Inst., Tbilisi.

FILIPESCU M. (1934), *Cercetări geologice între valea Teleajenului și valea Doftanei*, teză, București.

FILIPESCU M., ILIESCU G. (1959), *Nouvelles donnés concernant de la région comprise entre la vallée du Buzău et la rivière Rîul Negru et leur importance pour leur déchifrement de la structure des Carpates Orientales*, Rev. Géol. et Géogr.

FILIPESCU M. și GRIGORESCU D. (1966), *Contribuții la studiul faunei cretacice din flișul Carpaților Orientali*, St, cerc. geol. **11**, *2*.

GRIGORAȘ N. (1961), *Geologia zăcămintelor de petrol și gaze din R.P.R.*, Edit. tehnică.

GRIGORAȘ N., PĂTRUȚ I., POPESCU M. (1961), *Contribuții la cunoașterea evoluției geologice a platformei Moesice de pe teritoriul R.P.R.*, Asoc. geol. carp.-balc., Congr. V, 1961, București.

MURGEANU G. (1934), *La nappe interne du Flish dans les environs de Comarnic et de Tesila (Pravova)*, An. Inst. geol., **16**,

MUȚIU RADU (1967), *Contributions à l'étude paléontologique du crétacé inférieur dans la plateforme moesique*, Congr. VIII. Asoc. carp.-balc., Belgrad, 1967.

NEAGU TH. (1959), *Studiul paleontologic al cretacicului inferior de la Giurgiu*, Anal. Univ. București, *22*.

ORBIGNY A. (1840—1855), *Paléontologie française; terr. crétacés*, Paris.

PARONA C. și BONARELLI G. (1897), *Fossili albiani d'escragnoles del Nizardo e della Linguria occidentale*, Paleont. italica.

PASSENDORFER E. (1930), *Étude stratigraphique et paléontologique du crétacé de la série Hautetatrique dans les Tatras*, Varșovia.

PAUCĂ M. și PATRULIUS D. (1960), *Contribuții la studiul paleontologic al depozitelor albiene de la Giurgiu*, St. cerc. geologie, **V**, *1*.

PATRULIUS D. (1960), *Le mézozoïque du massif moesien dans le cadre de la plaine roumaine et de la Dobrogea Centrale et méridionale*, Ann. Inst. Géol., Publ. Hung., **49**.

PAVLOV A. (1907), *Enchatnement des Aucelles et Aucellines du Crétacé russe*, Mém. Soc. nat., **18**, Moscova.

PĂTRUȚ I., POPESCU M., TEODORESCU C., MOLNAR M. (1961), *Contribuții la cunoașterea geologiei Platformei Moesice, Stratigrafie*, Rev. petrol și gaze, *11*.

PICTET J. et LORIOL P. (1858), *Description des fossiles contenus dans le terrain Néocomien de voirons*, Mat. pour la Paléont., Suisse, seria a 2-a.

POMPECKJ J. (1901), *Über Aucellen — ähnliche Formen*, N. Jahr. f. Min. Geol. und. Pal., **14**.

RENGARTEN V. (1926), *Fauna melovîe otlojenie Asinco Kamb. raiona na Kavkaze*, Trudi Geol. Kom., **I**, *147*.

ROMAN F. (1938), *Les ammonites jurassiques et crétacées*, Paris.

SPATH F. (1921, 1925, 1934 și 1939), *Ammonoidea of the Gault Pal.*

SWINERTON H., (1954), *A Monograph of Britisch Lower Cretaceous Belemnites*, Pal. Soc.

WOODS H., *A Monograph of the Cretaceous Lamellibranchia of England*, Paleont. Soc. 1899, 1903; 1904—1913.

* * * (1958), *Osnovîpaleontologhii-Ammonoidea*, Moscova.

* * * (1959), *Atlas vernemelovoi severnovo Kavkaza i Krîma*, Gastoptehizdat, Moscova.

Primit în redacție la 4 octombrie 1967

Ministerul Petrolului

GEOLOGIA PĂRȚII DE NORD-VEST A MUNȚILOR BIHOR (REGIUNEA FERICE)

DE

GH. MANTEA

55(05)

I. INTRODUCERE

Lucrarea de față cuprinde descrierea geologică a teritoriului situat la nord de localitatea Ferice, în partea de nord-vest a Munților Bihor. Acest teritoriu este delimitat către nord de Valea Mare și Dealul Sec, la est de Măgura Ferice și dealul Blidarul, la vest de Valea Ursului, iar la sud de o linie ce trece prin localitatea Ferice și se continuă spre vf. Dosul Cîrlii (fig. 1).

II. ISTORICUL CERCETĂRILOR

Studii geologice asupra Munților Bihor se datoresc lui K. von Peters (1862), F. Hauer și G. Stache (1863), G. Primics (1891) și J. Szádeczky (1906). În aceste lucrări, regiunea Ferice este amintită în treacăt, fără ca asupra ei să se facă studii speciale. M. Pálfy (1914) identifică în regiune depozite triasice și jurasice. Important de remarcat este faptul că el atribuie keuperului o parte din gresiile cuarțitice violacee peste care consideră că se dispun calcarele rhetiene în facies de Kössen. Pentru a explica poziția superioară a permianului din măgura Ferice, autorul respectiv este nevoit a imagina o structură în cute culcate. Un an mai tîrziu, el revine asupra acestei idei (1915) negînd existența keuperului și atribuie toate gresiile cuarțitice violacee permianului. Conform interpretării date încă din 1911 regiunii de la nord de Băița, unde împreună cu P. Rozlozsnik pusese în evidență încălecarea permianului peste depozitele mezozoice, M. Pálfy interpretează permianul din regiunea Ferice ca formînd o pînză de șariaj. El atrage atenția asupra diferențelor de facies între seria mezozoică din regiunea Ferice și cea din regiunea Pietroasa—Padiș.

St. și cerc. de geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 14, nr. 2, p. 511—522, București, 1969

În 1916, P á l f y aduce date noi, păstrînd însă în linii mari aceleaşi idei.

În 1939, T h. K r ä u t n e r (1941*a*) aduce o serie de precizări mai ales în legătură cu rocile eruptive.

În ceea ce priveşte pliocenul, amintim lucrarea lui M. P a u c ă (1936). I. P r e d a (1962), care întreprinde cercetări în zona de la nord de Ferice, semnalează existenţa stratelor de Sinaia la nord-est de Budureasa (Munţii Pădurea Craiului), încălecate de solzul superior constituit din depozite permo-seisiene. În perioada 1955—1956, A. R a f a l e t [1] cercetează masivele banatitice Pietroasa şi Budureasa din imediata vecinătate a regiunii Ferice, iar între 1957 şi 1959 M. B l e a h u şi colab. în zona Băiţa [2] execută ridicări geologice pentru harta 1 : 100 000 a Munţilor Apuseni.

III. STRATIGRAFIA

Sectorul Ferice îmbrăţişează două unităţi tectonice : pînza de Codru şi pînza de Arieşeni.

A) PÎNZA DE CODRU

În intervalul 1956—1959 am avut posibilitatea să urmărim faciesurile caracteristice ale pînzei de Codru în Munţii Codru—Moma, în partea nord-estică a Munţilor Bihor, precum şi în Munţii Pădurea Craiului. Rezultatul observaţiilor noastre ne-a condus la următoarea coloană sintetică pentru partea de nord-vest a Munţilor Bihor :

1. Permian-seisian ; 2. campilian ; 3. anisian ; 4. ladinian ; 5. carnian ; 6. norian ; 7. rhetian (liasic inferior ?) ; 8. liasic mediu.

1. P e r m i a n-s e i s i a n. Depozitele permo-seisiene care apar în partea de sud-est a regiunii Ferice se caracterizează printr-un facies gresos cuarţitic. Ele suportă în continuitate de sedimentare depozitele campilianului. Permo-seisianul este reprezentat prin gresii cuarţoase gălbui-violacee cu granulaţie fină şi cu o participaţie redusă a elementului feldspatic. Gresiile s-au format la distanţe destul de mari de centrul eruptiv al porfirelor, fapt dovedit atît de conturul neregulat şi rotunjit al feldspatului (indicînd un transport de lungă durată), cît şi de raritatea lui. Aceste gresii au un ciment argilos sau cuarţos ; cînd cimentul este argilos, culoarea lor este cărămizie, iar cînd au ciment cuarţos (tipul dominant), gresia este albicioasă, roz, mult mai dură, cristalele de feldspat avînd dimensiuni foarte mici şi fiind greu vizibile. Lateral gresiile trec la un tip de microconglomerate, în care feldspaţii dispar aproape cu totul, sau la un tip de cuarţite gălbui-roz, foarte asemănătoare cu cuarţitele seisiene întîlnite în pînza de Arieşeni. Trecerea de la permian la triasic se face gradat, prin intermediul unei suite de roci detritice ; astfel, de la gresiile permiene cu

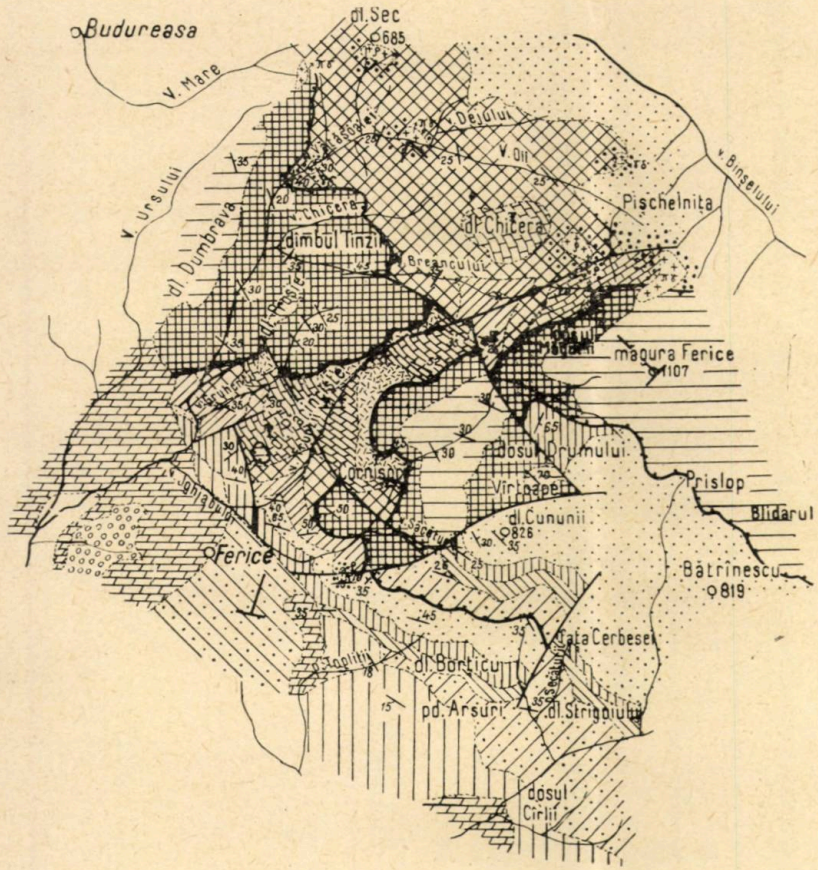
[1] A. R a f a l e t, *Raport geologic asupra regiunilor Budureasa şi Pietroasa.*, Arh. Com. geol., 1955—1956.

[2] M. B l e a h u, S. B o r d e a, G. M a n t e a, *Raport geologic asupra regiunii Ferice*, Arh. Com. Geol., 1957 ; *Raport asupra lucrărilor de cartare în munţii Bihor (sectoarele Băiţa Bihorului şi Ferice)*, Arh. Com. geol., 1959.

MANTEA GHEORGHE

HARTA GEOLOGICĂ A PĂRȚII DE N.V. A M.ȚILOR BIHOR REG. FERICE

SC. 1:50000



Legenda

PINZA DE ARIEȘENI

- SEISIAN 1 — Cuarțite și gresii șistoase
- PERMIAN 2 — Gresii gălbui și violacee (seria feldspatică)

PÎNZA DE CODRU

- LIASIC MEDIU 3 — Marne micacee gălbui-negricioase
- RHETIAN–LIASIC INF. 4 — Calcare negre și șisturi argiloase negre
- NORIAN 5 — Calcare albe cornoase
- CARNIAN 6 — Dolomite albe zaharoide
- LADINIAN 7 — Calcare negre cu silicifieri
- ANISIAN 8 — Dolomite negricioase
- CAMPILIAN 9 — Gresii micacee și dolomite șistoase
- SEISIAN PERMIAN SUP. 10 — Cuarțite și șisturi argiloase Conglomerate și gresii violacee feldspatice

CUATERNAR

- HOLOCEN 11 — Șes aluvial
- PLEISTOCEN 12 — Depozite de terasă
- PLEISTOCEN 13 — Argile cu bohnerz

PANNONIAN

- 14 — Orizontul superior Conglomerate, gresii și nisipuri
- 15 — Orizontul inferior Marne cenușii

TERENURI ERUPTIVE

- 16 — Granodiorite
- 17 — Porfire granodioritice
- 18 — Riolite
- 19 — Zone de contact

- Falie
- Linie de șariaj
- 20 — Direcția și înclinarea stratelor
- Punct fosilifer
- Direcția secțiunii geologice

SECȚIUNE GEOLOGICĂ

SC. 1:50 000

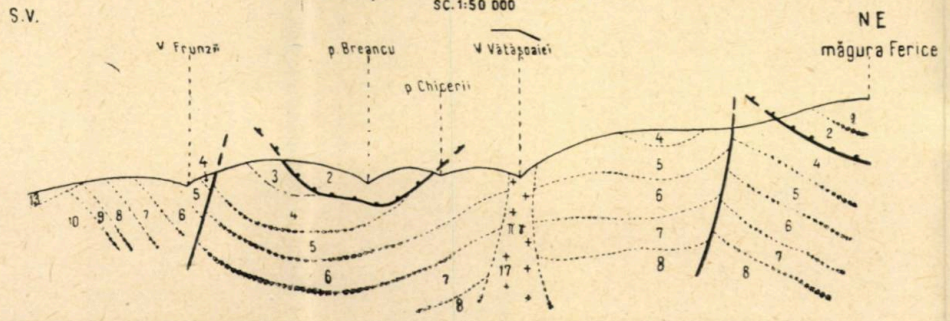
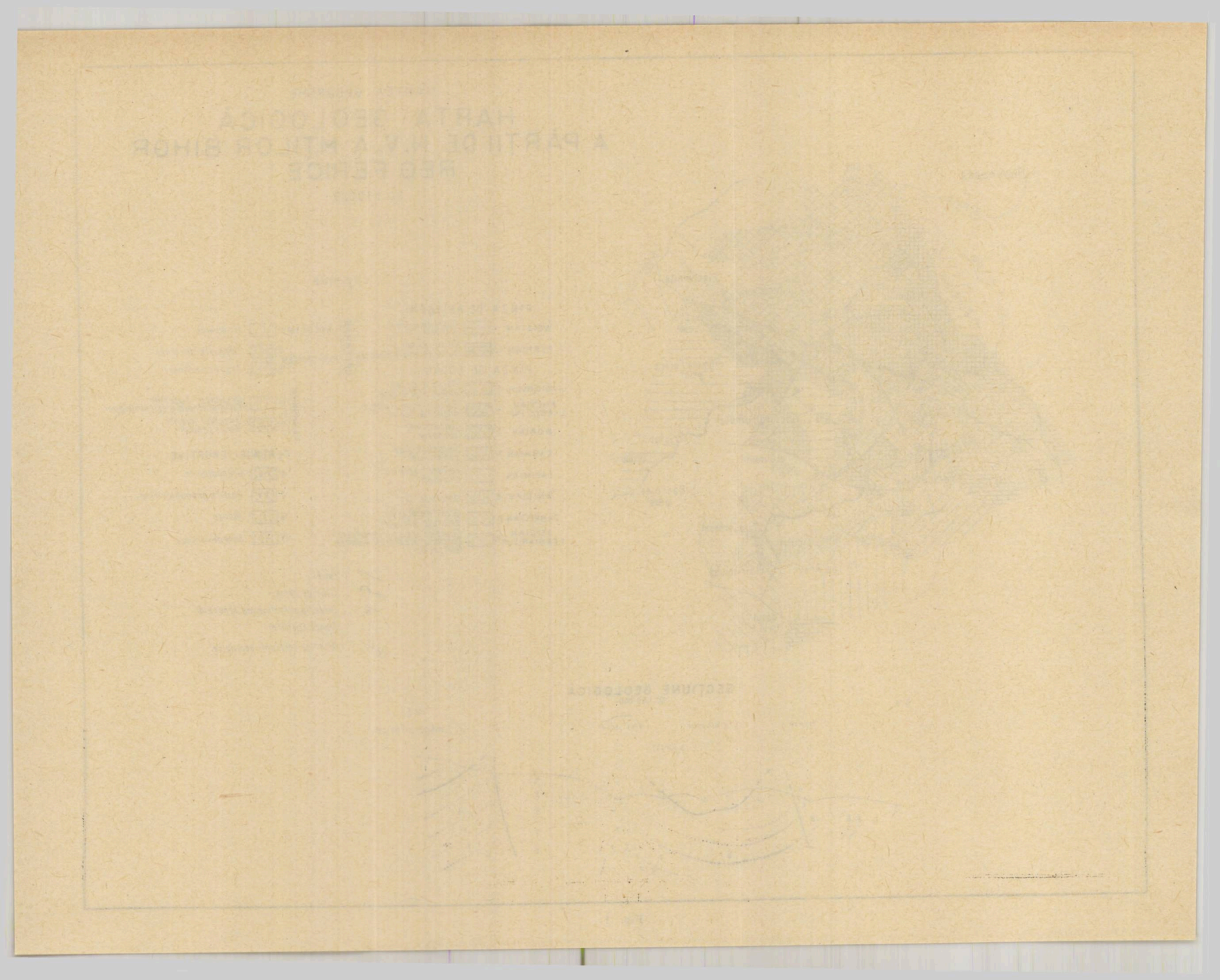


Fig. 1



feldspați caolinizați se trece la cuarțite gălbui-albicioase și, în sfîrșit, la cuarțite roz, gălbui, verzui sau cenușii. Acestea din urmă au un ciment exclusiv silicios care determină duritatea mare a rocii. În spărtură, roca are o suprafață netedă, cu un luciu gras. Cuarțitele apar stratificate în bancuri subțiri ce ating rar 20 cm grosime. În cadrul pînzei de Arieșeni, rocile descrise mai sus au fost cuprinse de M. Bleahu și colab. [3] în seriile feldspatică și cuarțitică, pe prima atribuind-o permianului superior, iar pe cea de-a doua seisianului inferior. În regiunea Ferice, în unitatea de Codru, această separație nu este posibilă din cauza trecerilor laterale foarte frecvente. Aceeași situație a fost întîlnită de M. Bleahu [4] în 1956 și în regiunea văii Gîrda, unde, presupunînd că în unele locuri materialul tufaceu apare la nivele mai înalte, atribuie seria în bloc permianului și seisianului inferior.

2. Campilian. Cuarțitele roz-gălbui, descrise anterior, trec gradat la gresii micacee bine stratificate, de culoare gălbuie-violacee-cărămizie. Sînt gresii în plăci, prezentînd în spărtură o laminație deasă, uneori avînd pe fețe o peliculă argiloasă verzuie micacee, puternic aderentă. Gresiile micacee descrise trec apoi la dolomite, cenușii în spărtură, gălbui pe fețele de alterație, puțin nisipoase, micacee, cu aspect feruginos și cu multe dendrite de mangan pe fețele de separație. Dolomitele sînt bine stratificate, în plăci și lespezi de 0,5—10 cm grosime ; ele sînt identice cu dolomitele campiliene din Valea Bulzului (regiunea Băița) descrise de M. Bleahu [5] în 1958 și din care N. Arabu (1941) citează : *Pseudomonotis* sp., *Myophoria balatonica* Frech., *Myophoria* aff. *costata* Zenk., *Myecites fassaensis* Wism.

La izvoarele Pîrîului Secăturii, dolomitele șistoase prezintă impresiuni de *Gervileia mytiloides* Schlot. De asemenea, pe drumul care urcă în vîrful Măgura Ferice, am întîlnit gresii cu impresiuni de *Myophoria* sp. Seria dolomitică atinge o grosime de 40—60 m și poate fi urmărită pe un aliniament ce pornește din dreptul izvoarelor Pîrîului Secăturii, sub Fața Cununii, pînă în Valea Cerbesei, iar la sud pe o fîșie ce se întinde din valea Topliței pînă în Dîmbul Strigoiului.

3. Anisian. Dintre etajele triasicului, în regiunea Ferice, anisianul ocupă suprafețele cele mai mari. El este reprezentat prin dolomite și calcare dolomitice care se succed în continuitate de sedimentare peste dolomitele șistoase ale campilianului. Dolomitele anisiene sînt cenușii-negricioase, compacte, recristalizate. Uneori ele apar masive, alteori constituind bancuri de 20—30 cm grosime. În spărtură sînt sticloase și au fețe rugoase, prezintă un aspect brecios și prin alterare dau un grus caracteristic. Aceste dolomite apar asociate cu calcare dolomitice negre sau cenușii, dezvoltate în bancuri variabile ca grosime (de la 20—30 cm la 1—1,5 m). Dolomitele și calcarele anisiene nu conțin în regiunea Ferice faună și din această cauză sîntem nevoiți să le atribuim vîrsta anisiană, după poziția lor geometrică și prin analogie cu depozite similare din Munții Codru—Moma. Depozitele anisiene au o grosime de aproximativ 150—200 m și se

[3] M. Bleahu, G. Mantea, S. Bordea, S. Balș, J. Dan, C. Dia, M. Tabacu, S. Gobjilă, *Lucrări de cartare în Munții Bihor și Codru — Moma*, Arh. Com. geol., 1958.

[4] M. Bleahu, *Raport geologic asupra regiunii Arieșeni*, Arh. Com. geol., 1956.

[5] *Ibidem*.

dezvoltă în apropierea localităţii Ferice, unde ocupă o fîşie continuă, orientată est—vest, ca şi la sud de Măgura Ferice unde se dezvoltă în zona Dealul Cununii—Faţa Cununii—Faţa Cerbesei. Mai la sud, anisianul reapare în dealul Borţicu şi Valea Cerbesei, schiţînd un sinclinal cu axul est—vest. În sectorul Vîrtoape, dolomitele anisiene sînt acoperite de cuarţite şi gresii permiene aparţinînd unităţii de Arieşeni.

4. Ladinian. Concordant peste dolomitele anisiene urmează calcare negre stratificate, străbătute de numeroase diaclaze umplute cu calcit şi prezentînd noduli silicioşi. Sub formă de intercalaţii între calcare, mai apar marne negre, foioase, friabile. În general lipsite de faună, calcarele negre conţin uneori resturi de brahiopode, lamelibranhiate, corali şi alge. În Valea Frunzii ele prezintă numeroase impresiuni de *Posidonia* sp. şi *Daonella* cf. *hungarica* Kittl. Referitor la geneza concreţiunilor silicioase, este de remarcat că analiza microscopică a calcarelor relevă o masă fundamentală, alcătuită din carbonat de calciu microgranular şi prezentînd numeroşi radiolari din grupul *Sphaerellaria* cu testul epigenizat în calcită. Grosimea depozitelor ladiniene este de aproximativ 70—80 m. Ladinianul aflorează în Valea Frunzii, Valea Vătăşoaiei şi Valea Jghiabului, ca şi la nord-est de Măgura Ferice, unde calcarele ladiniene suferă influenţa corpului granodioritic Budureasa.

5. Carnian. Carnianul din regiunea Ferice îmbracă un facies mixt, dolomitic la partea inferioară (ca în Munţii Codru—Moma şi regiunea Băiţa) şi şisto-marnos la partea superioară, asemănător faciesului pe care-l prezintă acest etaj în împrejurimile Roşiei (Munţii Pădurea Craiului). Dolomitele carniene apar sub aspectul lor tipic de carniole, cu suprafaţa brăzdată de şanţuri neregulate, ce pun în evidenţă caracterul brecios. Ele sînt alb-gălbui, recristalizate, zaharoide. În deschideri apar masive, cu şanţuri neregulate, care uneori sugerează o stratificaţie. Dolomitele apar asociate cu calcare dolomitice gălbui-roz sau cafenii, neomogene, masive. Dolomitele carniene de la Ferice sînt lipsite de faună şi doar marnele negricioase de sub Măgura Ferice conţin o faună de lamelibranhiate prost conservate, din care am determinat : *Halobia szontághi* Kittl., H. *striatissima* Kittl. În Valea Vătăşoaiei, marnele cenuşii care urmează dolomitelor alb-roz conţin resturi de ceratitoidee din care nu am putut determina nici un exemplar. Dolomitele carniene apar pe Valea Frunzii, valea Gruhenţu şi Valea Vătăşoaiei. Marnele carniene au fost observate pe drumul care urmează creasta dintre valea Breancu şi Valea Frunzii pînă sub Măgura Ferice, unde aceste roci suportă calcare albe noriene. Grosimea depozitelor carniene nu depăşeşte 60 m.

6. Norian. Norianul este reprezentat prin calcare recifale, fine, albe-roz, compacte, masive, cu vine roşietice, care străbat neregulat masa calcarelor. De cele mai multe ori se prezintă recristalizate, cu un aspect marmorean, fie din cauza diagenizării puternice, fie din cauza apropierii de corpul intrusiv Budureasa. Calcarele noriene conţin resturi nedeterminabile de brahiopode mici, lamelibranhiate, alge şi corali. Pe valea Gruhenţu, din calcare albe am recoltat numeroase exemplare de megalodonte. Grosimea norianului este variabilă, dar nu depăşeşte 200 m. Calcarele noriene alcătuiesc două fîşii distincte, dezvoltate între Valea Frunzii şi Dealul Coastei şi între Valea Oii şi dealul Gruhenţu. Ele reapar în nordul regiunii, unde suportă permianul pînzei de Arieşeni sau, către vest, calca-

rele rhetiene din dealul Chicera. În zona situată la sud de Dealul Sec se remarcă efectele metamorfismului termic și de contact. Macroscopic, se poate observa o transformare a calcarelor în sensul fie al recristalizării lor pînă la marmure (Dealul Sec, cota 685 m), fie al silicifierii lor și îmbogățirii în minerale de neoformație. În Valea Vătășoaiei, calcarele sînt foarte dure, cenușii, cu părți rubanate. Ele au o spărtură concoidală și prezintă culori variate de la cenușiu-gălbui la violaceu și roșcat. Foarte des calcarele noriene sînt străbătute de apofize granodioritice sau riolitice, care transformă roca pînă la nerecunoaștere. Pe alocuri se remarcă colonii de corali silicifiați.

7. Rhetian (liasic inferior?). Cercetările întreprinse în anul 1959 ne-au schimbat substanțial părerile [6] în legătură cu succesiunea depozitelor jurasice din regiunea Ferice. Astfel, am putut constata că ceea ce Th. Kräutner (1941 *a* și *b*) și mai tîrziu noi (1957) considerasem drept orizont detritic al rhetianului, în realitate reprezintă permianul unității de Arieșeni. Depozitele rhetiene sînt constituite în principal din calcare negre cu rare intercalații de șisturi marnoase, cenușii-negricioase. Pe Valea Frunzii se poate urmări o succesiune continuă de la norian la rhetian, posibil pînă la contactul cu depozitele liasice medii, bine datate prin fauna lor. Astfel, după ce se traversează întreaga succesiune a triasicului, de la calcare albe noriene se trece la un nivel de calcare cenușii cu numeroase diaclaze fine, umplute cu calcit, formînd o rețea ortogonală. Sub microscop se observă numeroase fragmente de lamelibranhiate și rare granule de cuarț. Aceste calcare conțin megalodonte și terebratulide nedeterminabile. Urmează un al doilea nivel constituit din calcare negre asemănătoare cu precedentele, bine stratificate și conținînd o faună de brahiopode : *Lacunosella fissicostata* (Suess), *Rhaetina pyriformis* (Suess). Calcarele negre stratificate suportă șisturi marnoase cenușii cu aspect ardezian, puternic alterate și zdrobite. Acestea conțin lamelibranhiate și brahiopode, dintre care am determinat : *Modiolus* cf. *scalprum* Sow., *Nuculana* sp., *Mytilus* cf. *eduliformis* Schloth., *Perna* cf. *exilis* Stopp. De la șisturile marnoase amintite se trece la calcare negre omogene, compacte, fin granulare, cu foraminifere. Ele conțin o bogată faună de brahiopode și lamelibranhiate, de tip Kössen : *Cyrtina* (*Spiriferina*) *kössenensis* Zug., *Rhynchonella subrimosa* Schafh., *Lacunosella fissicostata* (Suess), *Austrirhynchia cornigera* (Schafh.), *Rhaetina pyriformis* (Suess), *R. gregaria* (Suess), *Spiriferina austriaca* Suess., *Zeilleria norica* Suess, *Z. elliptica* Zug., *Terebratula rhaetica* Zug., *Chlamys dispar* Terq., *C.* aff. *valoniensis* Defr., *Lopha haidingeriana* Emm. Din versantul drept al Văii Frunzii și din dealul Părinciste am recoltat o asociație de brahiopode mici, din care citățm : *Terebratula praepunctata* Bitt., *T.* sp., *T. hungarica* Bitt., *Spirigera* sp., *Zeilleria* (*Cyncta*) sp., *Rhynchonella* sp. O faună asemănătoare am întîlnit pe pîrîul Gruhențu, de unde am recoltat și determinat următoarele forme : *Terebratula rhaetica* Zug., *Rhaetina gregaria* Suess, *R. pyriformis* Suess, *Lacunosella fissicostata* Suess, *Austrirhynchia cornigera* Schafh., *Cyrtina* (*Spiriferina*) *kössenensis* Zug. Nivelul următor este constituit din calcare negre, omogene, compacte, cu megalodonte, însă lipsite de brahiopode.

[6] M. Bleahu, S. Bordea, G. Mantea, *Raport geologic asupra regiunii Ferice*, Arh. Com. geol., 1957.

În continuare se dezvoltă calcare cenușii, compacte cu corali și brahiopode : *Sinucosta emmerichi* Suess, *Spiriferina* sp. Întreaga serie calcaroasă suportă depozite marnoase, fin micacee, cu amoniți și numeroși belemniți. Acestea, la rîndul lor, sînt acoperite de permo-seisianul unității de Arieșeni.

O succesiune asemănătoare întîlnim pe Valea Jghiabului : după calcare albe noriene, asemănătoare celor din Valea Frunzii, urmează un nivel de calcare negre, spatice, omogene, compacte, cuprinzînd o faună de brahiopode și lamelibranhiate : *Cyrtina* (*Spiriferina*) *kössenensis* Zug., *Lacunosella fissicostata* Suess, *Rhynchonella austriaca* Suess, *Rhaetina pyriformis* Suess, *Rhaetina gregaria* Suess, *Chlamys dispar* Terq. De la aceste calcare se trece la un nivel de calcare cenușii-negricioase, stratificate, din care am recoltat un exemplar de *Oxycolpella* sp. aff. *O. eurycolpos* (Bitt.). Urmează calcare marnoase cuprinzînd intercalații de șisturi argiloase negre, foioase, friabile. De la aceste șisturi se trece la calcare cenușii spatice. La microscop se disting entroce de echinide, foraminifere biseriate și resturi de brahiopode (*Spiriferina* sp.). Seria calcaroasă descrisă suportă marne cenușii, fin micacee, cu belemniți. Ca și pe Valea Frunzii, seria calcaroasă-marnoasă, cu care se încheie ciclul sedimentar al unității de Codru, este acoperită de permo-seisianul unității de Arieșeni.

O problemă ridicată de secțiunile Văilor Frunzii și Jghiabului o constituie plasarea rhetianului în scara stratigrafică. M. B l e a h u și G. M a n t e a (1962) tratînd această problemă ajung la concluzia că datele furnizate din Munții Apuseni atît din punct de vedere stratigrafic, cît și paleontologic, nu pot servi ca argumente convingătoare în atribuirea rhetianului la triasic sau la jurasic. Aceste incertitudini sînt create în parte de compoziția faunei ce caracterizează depozitele marine rhetiene din munții Codru — Moma, Bihor sau Pădurea Craiului, iar pe de altă parte de raporturile stratigrafice respective. Autorii mai sus citați, în urma unui studiu statistic al formelor întîlnite în rhetian, ajung la concluzia că fauna, în ansamblu, are mai multe afinități triasice decît jurasice ; în această categorie intră majoritatea lamelibranhiatelor și brahiopodelor aparținînd genurilor *Cyrtina*, *Lobanella*, *Oxycolpella*, *Austrirhynchia*. Pe de altă parte însă, în partea de sud a Munților Codru, unde se găsește sigur reprezentat liasicul inferior, acesta prezintă afinități strînse de facies cu rhetianul. În concluzie, se poate spune că, din punct de vedere faunistic, rhetianul este strîns legat de triasic, pe cînd faciesul lui litologic, net deosebit de cel al norianului din culcuș, este aproape identic cu cel al liasicului inferior din acoperiș. Depozitele rhetianului se dezvoltă într-un sector central al regiunii Ferice și alcătuiesc o bandă orientată NV—SE, cuprinsă între extremitatea sudică a dealului Prosie și dealul Cornișori — Valea Jghiabului. Ele reapar în dealul Chicera și la nord de Dosul Măgurii, unde sînt acoperite de termenii permo-seisieni ai unității de Arieșeni.

8. L i a s i c m e d i u. Depozitele medio-liasice, pe care le menționăm pentru prima oară în regiune, au fost considerate de T h. K r ä u t n e r (1941 *a* și *b*) în parte rhetiene și în parte aparținînd faciesului gresos al permo-seisianului. Din punct de vedere litologic ele sînt reprezentate prin marne cenușii-negricioase, cu tentă de alterație gălbuie-roșcată, de obicei stratificate, puțin nisipoase, micacee. Între marne apar intercalații

calcaroase sub formă de lentile ce ating grosimi de aproximativ 30 cm. Depozitele descrise reprezintă ultimul termen al pînzei de Codru din această regiune (în toate sectoarele ele sînt acoperite de permo-seisianul pînzei de Arieșeni). Aceste marne conțin lamelibranhiate nedeterminabile, brahiopode (*Terebratula* sp., *Rhynchonella* sp.), numeroși belemniți și amoniți, din care am putut identifica numai specia *Tropidoceras arietiforme* (Oppel), cunoscută din pliensbachian. Depozitele medio-liasice afloreză în ambii versanți ai Văii Frunzii. O altă apariție o semnalăm în Valea Jghiabului, unde seria mezozoică suportă depozitele permiene ale pînzei de Arieșeni. În sfîrșit, menționăm existența unor mici petice alcătuite din depozite medio-liasice, unul la sud de dealul Prosie și altul la nord de Dosul Măgurii.

B) PÎNZA DE ARIEȘENI

Unitatea imediat superioară pînzei de Codru, pînza de Arieșeni, apare în regiunea Ferice sub forma unor petice de acoperire izolate. Din succesiunea stratigrafică a unității de Arieșeni, la Ferice nu mai apar decît termenii permian superior și seisian.

1. P e r m i a n u l s u p e r i o r. Acesta este constituit din roci cu caracter detritic, cuprinzînd diferite tipuri de gresii. Astfel, se disting gresii cu granulație medie, gălbui, brun-roșcate, uneori albicioase, cu feldspații diseminați foarte fin în masa rocii. Gresiile au fie un ciment argilos și atunci capătă o culoare roșiatică-violacee, fie un ciment cuarțos și atunci roca are o culoare albicioasă. Ele se dezvoltă în bancuri a căror grosime nu depășește 30 cm. Sînt destul de dure și prin alterare formează un grohotiș roșiatic-violaceu. Acest tip de gresii a fost întîlnit la nord de localitatea Ferice, în Valea Vătășoaiei, și, trecînd spre vest, în dealul Dumbrava. În apropiere de confluența Văii Breancului cu Valea Chicerii apar niște gresii foarte fine, cenușii, în bancuri subțiri (de la 3—10 cm grosime), destul de dure. Pe fețe se observă paiete de mică și feldspați fini diseminați. Aceste gresii ocupă versantul nord-vestic al Dîmbului Tinzii și muchia dintre Valea Chicerii și Valea Breancului.

2. S e i s i a n. În continuitate de sedimentare cu depozitele descrise anterior se dezvoltă cuarțite albe, roz sau cenușii. Cimentul lor este exclusiv silicios, determinînd duritatea mare a rocii. În spărtură, roca are o suprafață netedă cu un luciu gras. Cuarțitele prezintă intercalații subțiri de gresii șistoase, cenușii-negricioase. Cuarțitele apar în Măgura Ferice, dealul Blidarul și Valea Jghiabului; ele apar de asemenea în partea de vest a regiunii, în dealul Dumbrava și dealul Prosie.

C) DEPOZITE NEOZOICE DE CUVERTURĂ

P a n o n i a n. În regiunea Ferice formațiunile permo-mezozoice constituie rama bazinului Beiuș. Depozitele neogene ale acestui bazin sînt constituite din panonian și cuaternar. E. A n t o n e s c u [7], care a efectuat orizontări ale depozitelor neogene în regiune, deosebește în

[7] M. B l e a h u, S. B o r d e a, G. M a n t e a, *Raport asupra lucrărilor de cartare în munții Bihor (sectoarele Băița Bihorului și Ferice)*, Arh. Com. geol., 1959.

împrejurimile localității Ferice două orizonturi ale panonianului. Orizontul inferior este reprezentat printr-o succesiune de marne nisipoase, cenușii-albăstrui, micacee; aceste marne conțin o faună de lamelibranhiate, din care amintim: *Congeria zsigmondy* Halaváts, *C. partschi* Czjzek., *Limnocardium* sp. Către partea superioară, marnele sînt înlocuite cu alternanțe de marne albăstrui-cenușii, cu nisipuri, cuprinzînd fragmente de cardiacee, de congerii (*Congeria* cf. *zagrabiensis* Brus., *Melanopsis* cf. *pseudo-pygmaea* Jek. etc.). Orizontul superior cuprinde o succesiune de depozite grosiere, care alternează cu depozite mai fine: conglomerate, pietrișuri, nisipuri cenușii, marne nisipoase roșcate etc. În valea Topliței, aceste depozite conțin o faună din care remarcăm prezența lui *Limnocardium promultistriatum* Jek., *Congeria* cf. *ramphophora* Brus. și mulaje de melanopside.

Cuaternar. Depozitele cuaternare sînt reprezentate prin argile roșii cu bohnerz, pietrișuri, nisipuri și lehmuri. Argilele cu bohnerz prezintă o culoare roșietică caracteristică și sînt străbătute de canalicule umplute cu material marnos, argilos, cenușiu-vinețiu. Ele ocupă creasta dealului pe care se găsește localitatea Ferice.

D) ROCI ERUPTIVE

Regiunea Ferice este amplasată între două masive granodioritice: masivul Budureasa la nord-vest și masivul Pietroasa la sud-est. Cu studiul acestor roci, atît din regiune cît și din împrejurimi, s-au ocupat I. Jelinek (1937), D. Giușcă (1950) și mai recent A. Rafalet[8]. Noi ne-am limitat a contura cartografic aparițiile acestor roci, insistînd asupra contactului cu formațiunile sedimentare. În cuprinsul teritoriului cercetat am întîlnit filoane și apofize legate de cele două lacolite amintite care străbat cuvertura depozitelor permo-mezozoice, separînd:

1. granodiorite, reprezentînd apofize ale masivului Budureasa;
2. riolite care apar sub forma unor filoane ce străbat calcare triasice și jurasice;
3. porfire granodioritice.

Condițiile diferite de presiune, datorită greutății stivei depozitelor mezozoice, ca și condițiile diferite de punere în loc a magmei au condus la roci eruptive cu structuri diferite. În părțile mai profunde, unde răcirea magmei s-a făcut lent și sub presiune mare, au luat naștere roci cu structură holocristalină de tipul granodioritelor. Către partea superioară, acestea trec la roci cu structură hipoabisală, ușor porfirică (porfire granodioritice); mai sus, aceste roci trec fără limite bine definite la roci efuzive de tip Vlădeasa (dacite, riolite). Masivele Budureasa și Pietroasa jalonează o zonă tectonic prăbușită, în care autohtonul se găsește scufundat în fundament, fapt care ilustrează caracterul de tafrolit al Masivului Vlădeasa. Filoanele au folosit adesea faliile intraformaționale greu de depistat pe teren și de reprezentat cartografic. Magmatitele au acționat asupra cuverturii sedimentare atît prin contact termic, cît și prin soluții

[8] A. Rafalet, *Raport geologic asupra regiunii Budureasa și Pietroasa*, Arh. Com. geol., 1955–1956.

hidrotermale. Metamorfismul termic și de contact, precum și cel hidrotermal au modificat profund atît ansamblul rocilor detritice permo-seisiene, cît și pe cel al rocilor carbonatate triasic-jurasice. În cuprinsul rocilor permo-seisiene s-au produs silicifieri sub formă de vine anastomozate de cuarț și de intercalații de cuarț pe fețele de stratificație și s-au format minerale de neoformație : epidot, muscovit, feldspat etc. La contactul cu apofizele granodioritice se observă coaceri, cuarțitele seisiene căpătînd o culoare închisă și o desfacere prismatică, alteori observîndu-se limonitizări. În rocile calcaroase se remarcă recristalizări care duc la adevărate marmure (Valea Vătășoaiei). În aceste marmure au fost întîlnite minerale de neoformație, ca : granați, forsterit, diopsid și bruccit. Alteori, calcarele apar silicifiate (Valea Oii) și în ele se remarcă mineralizații de oxizi de fier și sulfuri complexe, prezente în aureola de contact. În sfîrșit, menționăm dedolomitizarea calcarelor dolomitice triasice sub acțiunea termică a metamorfismului. În acest caz, carbonatul de calciu a recristalizat sub formă de calcit, iar carbonatul de magneziu, a cărui temperatură de disociere este mult mai coborîtă decît a carbonatului de calciu, s-a disociat formînd periclaz, care, prin hidratare, a fost înlocuit cu bruccit. Roca astfel formată capătă numele de pencatit. Roci triasice dedolomitizate am întîlnit în zona de influență a masivului granodioritic Budureasa, în partea de nord a regiunii cercetate.

IV. TECTONICA

Pe baza unui studiu temeinic și îndelungat asupra geologiei munți, lor Bihor, Pădurea Craiului și Codru — Moma, M. V. P á l f y (1914-1915 și 1916) și P. R o z l o z s n i k (1905, 1906 și 1915) au scos în evidență existența pînzei de Codru din Munții Apuseni și au ajuns la o concepție conform căreia seria mezozoică de Codru formează doi solzi încălecați peste autohtonul de Bihor. T h. K r ä u t n e r (1941 *a* și *b*) menține această idee și denumește unitatea superioară „solzul de Ferice". După M. P á l f y (1914), solzii din regiunea Ferice își datorează existența presiunilor orientate de la vest către est. L. K o b e r (1931) admite că Munții Apuseni aparțin zonei axiale a geosinclinalului alpin și că în această zonă deplasările pe orizontală au fost de mică importanță. L. M r a z e c (1935) consideră că faciesul de Codru este reprezentat prin două pînze de șariaj : una în Munții Codru, șariată peste un autohton de granite și șisturi cristaline, alta în munții Bihor — Pădurea Craiului, șariată peste autohtonul de Bihor. Rădăcina acestei pînze s-ar găsi, după acest autor, sub depozitele neogene ale Depresiunii Panonice.

În ultimii ani, cercetările efectuate de M. B l e a h u și R. D i m i t r e s c u (1957 și 1959) au adus precizii în ceea ce privește tectonica de ansamblu a Munților Apuseni. După M. B l e a h u și colab. [9], peticele permo-seisiene dispuse peste depozitele mezozoice din regiunea Ferice trebuie interpretate ca reprezentînd resturile unei unități superioare pînzei de Codru, unitate bine dezvoltată în regiunea Arieșeni și denumită

[9] M. B l e a h u, S. B o r d e a, G. M a n t e a, *Raport asupra lucrărilor de cartare în munții Bihor (sectoarele Băița Bihorului și Ferice)*, Arh. Com. geol., 1959.

pînza de Arieşeni. Cercetările noastre au confirmat afinităţile unităţii superioare cu pînza de Arieşeni, unitate pe care în 1958[10] am avut prilejul să o urmărim atît în regiunea Arieşeni, cît şi în regiunea Băiţa Bihorului.

La Ferice, pînza de Arieşeni apare în două sectoare : în Măgura Ferice şi în dealul Dumbrava. În Măgura Ferice, pînza de Arieşeni este reprezentată prin gresii şi cuarţite permo-seisiene. În versantul nordic, gresiile permiene se dispun peste elementele pînzei de Codru, acoperind de la est spre vest rhetianul, norianul şi carnianul, iar în versantul de sud anisianul. O falie orientată nord—sud, cu flancul vestic coborît, face ca pînza să acopere o suprafaţă mai mare, ea acoperind din nou liasicul, rhetianul şi norianul. O altă falie, mai la vest, decroşează pînza în flancul ei vestic. Către sud, pînza este retezată de o falie orientată aproximativ est—vest (la nord de Dealul Cununii). Limita normală de încălecare spre sud începe de la Dosul Drumului spre Prislop. Al doilea petic de acoperire, cel din dealul Dumbrava, are un contur simplu, care se poate urmări de la nord de Valea Vătăşoaiei, pînă la pîrîul Gruhenţu. Contactul anormal este tăiat de două falii în unghi drept, după care se continuă din nou ca o linie de încălecare în Valea Vătăşoaiei, unde permo-seisianul se dispune peste carnian. Ca structură, pînza de Arieşeni formează în peticul din Măgura Ferice un monoclin cu căderi spre nord şi o uşoară ridicare periclinală în Dosul Măgurii. În sectorul din Valea Jghiabului ea are o structură de sinclinal culcat spre vest, iar în dealul Dumbrava o structură monoclinală.

Pînza de Codru prezintă în ansamblu o structură de sinclinal cu axul orientat NNV—SSE, tăiat de numeroase falii. Astfel, în sectorul Văii Jghiabului este dezvoltat flancul vestic, norianul dispunîndu-se peste ladinian şi suportînd rhetianul. Mai la sud-vest menţionăm în Valea Breancului un mic anticlinal cu ladinian în sîmbure, care însă reprezintă o cută secundară în cadrul marelui sinclinal. În regiunea Văii Frunzii apare complet dezvoltat flancul vestic al acestui sinclinal, în care depozitele se succed de la seisian la liasic mediu. În partea superioară a Văii Frunzii, care curge pe un pat de rhetian, se dezvoltă de o parte şi alta în versanţi liasicul mediu, care prin conturul său cartografic ar părea că stă transgresiv peste rhetian. Date fiind însă deranjamentele tectonice din regiune, ar fi hazardat să tragem o astfel de concluzie cu largi consecinţe de ordin paleogeografic, numai pe baza acestui fapt. Structura pînzei de Codru se complică în sectorul sudic, unde o falie conformă determină repetarea flancului sudic al anticlinalului, manifestîndu-se ca o încălecare.

În ansamblu, în regiunea Ferice se observă o structură complexă, în pînze de şariaj şi accidente disjunctive. Se pot distinge două sisteme de falii : unul orientat SV—NE căruia îi aparţin cele două falii din versanţii pîrîului Gruhenţu, falia care intersectează Valea Breancului şi falia din Dealul Cununii ; altul orientat NV—SE, căruia îi aparţin faliile de la NE de localitatea Ferice, cea de la Cornişori şi cea din Dosul Drumului.

Depozitele pliocene stau orizontal şi numai la contactul cu formaţiunile permo-mezozoice prezintă o uşoară înclinare ce ajunge la 15—20° şi care confirmă faptul că Munţii Bihor, ca întreg lanţul carpatic, au suferit la sfîrşitul pliocenului şi înaintea cuaternarului o ridicare în bloc.

---

[10] M. Bleahu, S. Bordea, G. Mantea, *Lucrări de cartare în munţii Bihor şi Codru — Moma*, Arh. Com. geol., 1958.

GÉOLOGIE DE LA PARTIE NORD—OUEST DES MONTS BIHOR (RÉGION DE FERICE)

RÉSUMÉ

Des recherches minutieuses ont permis le levé d'une carte géologique détaillée de la région de Ferice, située entre les monts Pădurea Craiului au nord et les monts Bihor au sud.

Les dépôts triasiques et jurassiques de la Nappe de Codru sont horizontaux et comportent un riche matériel paléontologique ; la faune rhétienne présentée par l'auteur constitue le point fossilifère le plus représentatif du Rhétien dans le faciès de Kössen de notre pays.

On souligne le caractère triasique de la faune rhétienne, élément biostratigraphique qui plaide pour relier le Rhétien au Trias. On mentionne d'autre part l'identité lithofaciale du Rhétien et du Lias inférieur, suggérant de cette façon la position infraliasique du Rhétien.

Du point de vue tectonique la région de Ferice présente une structure en nappes de charriage, ainsi qu'une tectonique disjonctive de type saxon. La Nappe d'Arieșeni constituée par des dépôts permo-séisiens chevauche la Nappe de Codru dont le dernier terme est représenté par le Pliensbachien.

Les dépôts permo-mésozoïques forment, dans le sud-ouest de la région comprise sur la carte géologique, la bordure du bassin néogène de Beiuș.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Carte géologique de la partie nord-ouest des monts Bihor (région de Férice) — échelle 1 : 50 000.

BIBLIOGRAFIA

Ager D. V. (1956), *Paleontological Monograph of the British Liasic Rhync*, part. I, Londra.

Arabu N. (1941), *La géologie des environs de Băița*, D. S., Inst. geol., **XXV** (1936—1937).

Bittner A. (1895), *Lammellibranchiaten der Alpinen Trias*, Abdh. d. k.k. Geol. R. A., Viena, **XVIII**, *1*.

Bleahu M. (1954), *Cercetări geologice în regiunea Padiș-Cetățile Ponorului*, D.S. Com. geol., **XLI**.

Bleahu M., Dimitrescu R. (1957), *Stratigrafia și tectonica munților Apuseni*, Anal. rom. sov., Ser. geol., *2*.

— (1959), *Kratchii otcherk gheologhii Zapadnih Gor*, Sovietskaia Gheologhia, Moscova, *5*.

Bleahu M, Mantea Gh. (1962), *Le Rhétien des Monts Apuseni (Carpates roumaines)*, Congr. de Mésozoïque (Luxembourg 1962— Colloque du Jurassique).

Dimitrescu R. (1959), *Le volcanisme permien en Roumanie*, Geologische Rundschau, Stuttgart, **48**.

Giușcă D. (1937), *Les phénomènes de métamorphisme hydrothermal des roches paléozoïques des monts du Bihor*, Bul. Lab. mineral. al Univ. București, **II**.

— (1950), *Le massif éruptif de Vlădeasa*, An. Com. geol., **XXIII**.

Hass A. (1887), *Études monographiques et critiques des Brachiopodes rhétiennes et jurassiques*, Suisse. Mém. de la Soc. Paléont, **XIV**.

Hauer F., Stache G. (1863), *Geologie Siebenbürgens*, Viena.

Jelinek I. (1937), *Les roches éruptives banatitiques des monts du Bihor*, Bul. Lab. mineral. al Univ. Bucureşti, **II**.

Kober L. (1931), *Das Alpine Europa*, Berlin.

Kräutner Th. (1941*a*), *Observations géologiques dans les monts du Bihor*, D. S. Inst. Géol. Roum., **XXVI** (1938—1939).

Kräutner Th. (1941 *b*), *Études géologiques dans la Pădurea Craiului*, C. R. Inst. Géol. Roum., **XXV**.

— (1937), *Triadische Faunen des dem Bihärgebirge. I. Theil. Gastropoden*, Geologica Hungarica, Budapesta.

Mrazec L. (1935), *L'état de nos connaissances actuelles sur la structure des Carpathes roumaines*, Zvlast. Otiskze Sbor. Statniho Geol. Ceskosl. **X**, Prague, 1931, şi în Bul. Lab. mineral. Univ. Bucureşti, **I**, p. 134—136.

Nedelcu I. (1958), *Asupra prezenţei lui Arietites bisulcatus BRUG. în depozitele Liasicului inferior de la Moneasa*, St. cerc. geol., **III**, *1*, *2*.

Pálfy M. (1914), *Geologische Notizen aus dem Bihärgebirge.*, Jahrb. d. k. Ung. geol. R. A. f. 1913, Budapesta.

— (1915), *Notizen aus dem Bihärgebirge und Ostlehne des Vlegyassa-Gebirges*, Jahrb. d. K. Ung. Geol. R. A. f. 1914, Budapesta.

— (1916), *Geologische Notizen über den Zusammenhang des Bihärgebirges mit dem Kiralyerdö.*, Jahrb. d. k. Ung. Geol. R. A. f. 1915, Budapesta.

Papp A. (1951), *Das Pannon des Wiener Beckens*, Mitt. d. Geol. Gesel. in Wien, Viena, **39—41** (1946—1948).

Pauca M. (1936), *Les basin néogène de Beiuş*, An. Inst. geol., **XVII**.

— (1941), *Recherches géologiques dans les monts du Codru et de Moma*, An. Inst. Géol. Roum., **XXI** (1935).

Patrulius D. (1953), *Contributions à l'étude géologique de Pădurea Craiului*, Com. Geol., C. R. des séances, **XL** (1952—1953).

Peters K. von (1862), *Geologische und Mineralogische Studien aus dem südlichen Ungarn*, Sitzungzber d. k. Akad. d. Wiss., Viena, **XLIII—XLIV** (1861—1862).

Preda I. (1962), *Studiul geologic al regiunii Roşia-Meziad (munţii Pădurea Craiului)*, Edit. Acad. R.P.R., Bucureşti.

Primics G. (1891), *Skizzenhafter Bericht über die im nördlichen Theile des Bihärgebirges im Jahre, 1890 bewerstelligte Detail Auf Nahmen*, Jahrb. d. k. Ung. Geol. R. A. f. 1890, Budapesta.

Quenstedt Fr. (1871), *Atlas zu den Brachiopoden*, Leipzig.

Rozlozsnik P. (1905), *Beiträge zur Geologie der Umgebung des Nagybihär*, Jahrb. d. k. Ung. Geol. R. A. f. 1905, Budapesta.

— (1906), *Über die Metamorphen und paläeozoischen Gesteine des Nagybihär*, Mitt. a.d. Jahrb. d.k. Ung. Geol. R. A. f. 1906, **XV**, Budapesta.

— (1915), *Geologische Beobachtungen in verschiedenen Gliedern der in weiteren Sinne genommen Bihär Gebirgegruppe*, Jahrb. d.k. Ung. Geol. R. A. f. 1914, Budapesta.

Strausz L. (1942), *Das Pannon des Mittleren Westungarns*, Ann. Hist. Nat. Muz. Nat. Hung., Budapesta, **XXXV**.

Szontagh T., Pálfy M., Rozlozsnik P. (1912), *Beiträge zur geologischen Kenntniss des Centralen theiles des Bihärgebirges*, Jahrb. d.k. Ung. Geol. R. A. f. 1911, Budapesta.

Szádeczky J. (1906), *Bericht über die im Jahre 1905 im Bihärgebirge durchgeführte geologische auf Nahme*, Jahrb. d. k. Ung. Geol. R. A. f. 1905, Budapesta.

Trauth F. (1909), *Beiträge zur Paläont. und Geologie Österreich*, Ung. u.d. Orients, Wien u. Leipzig, **XXII**.

Primit în redacţie
la 8 martie 1968

Întreprinderea geologică de prospecţiuni
a Comitetului de Stat al Geologiei,
Bucureşti

STRUCTURA GEOLOGICĂ A PĂRȚII DE EST A MASIVULUI VLĂDEASA

DE

AVRAM ȘTEFAN

55(05)

Cercetările întreprinse de-a lungul mai multor ani, de către J. Szádeczky, în partea de est și de nord a masivului Vlădeasa, au fost sintetizate într-o lucrare însoțită de o hartă geologică la scara 1 : 75 000, publicată în anul 1915. De atunci nu au mai fost efectuate cercetări asupra acestei regiuni decît în măsura în care interesau raporturile masivului eruptiv cu depozitele sedimentare ale Bazinului Transilvaniei (Șt. Mateescu, 1926; J. Szádeczky, 1930; V. Dragoș, 1966). La vest și sud de această zonă, masa principală a masivului eruptiv al Vlădesei a fost studiată în detaliu de către D. Giușcă (1950).

Lucrarea de față reprezintă primele rezultate ale cercetărilor efectuate de noi în partea de est a masivului Vlădeasa și urmărește să întregească cunoștințele despre alcătuirea geologică a masivului, cît și relațiile acestuia cu depozitele sedimentare ale Bazinului Transilvaniei.

Rocile eruptive din partea de est a masivului Vlădeasa depășesc la nord valea Crișului Repede, ajungînd în Vîrful Cornii, și se urmăresc către sud pînă în satul Scrind. Limita estică a masivului, atît la nord, cît și la sud de Crișul Repede, este dată de o importantă linie tectonică. Cîțiva afluenți ai văilor Fildului și Hodișului, la nord de Crișul Repede, și ai văilor Călata și Mărgăuța la sud evidențiază raportul tectonic al șisturilor cristaline și rocilor eruptive cu depozitele sedimentare paleogene ale Bazinului Transilvaniei.

În regiunea cercetată, șisturile cristaline apar la zi în trei zone: în extremitate nord-vestică și vestică, în partea de est a masivului, la Morlaca, și, în sfîrșit, mai spre sud, într-o fîșie ce se lărgește continuu, cu începere de la localitatea Bociu, pînă la sud de dealul Ruginoasa. Constituite în cea mai mare parte din micașisturi cu granați, cu intercalații mai reduse de gnaise, cuarțite micacee, șisturi amfibolice și amfibolite, șisturile cristaline de pe rama estică a masivului Vlădeasa alcătuiesc, împreună

St. și cerc. de geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 14, nr. 2, p. 523–530, București, 1969

cu masivul eruptiv, un bloc unitar în timpul mișcărilor tectonice ulterioare.

În extremitatea sudică a regiunii cercetate, la nord de Scrind, pe o arie restrînsă, apar gresii și șisturi argiloase cretacice superioare, care se dezvoltă mai bine în dreapta văii Săcueului, în afara zonei de care ne ocupăm. Prezența unor blocuri foarte mari de roci sedimentare cretacice superioare, înglobate în masa dacitelor, dovedește existența în fundament a cretacicului superior. O ivire redusă de conglomerate brecifiate și afectate hidrotermal, cu elemente rotunjite de riolite, apar pe pîrîul Tîrșorilor, la Morlaca, la contactul dintre dacitele de Vișag și depozitele paleogene ale Bazinului Transilvaniei. În acest punct, conglomeratele sînt scoase la zi pe o importantă linie tectonică, o dată cu ridicarea și împingerea masivului eruptiv și de șisturi cristaline peste formațiunile sedimentare ale bazinului.

În mod succesiv, peste fundamentul puternic tectonizat, în regiunea cercetată au fost puse în loc : microdiorite porfirice, andezite, dacite de Vișag, dacite de Mărgăuța, porfire granodioritice de Poeni și riolite. Cîteva iviri de microgranodiorite porfirice, granite și hialoandezite sînt reduse ca dimensiuni și nu întotdeauna separabile pe hartă.

Microdioritele porfirice, relativ proaspete, de culoare cenușiu-negricioasă, cu granulație măruntă și cu rare fenocristale mai larg dezvoltate de plagioclaz, care le imprimă aspectul porfiric, se găsesc ca anclave abundente în masa porfirelor granodioritice de Poeni și mai rar în masa dacitelor de Vișag.

În apropierea localității Hodiș, s-a conturat pe hartă (fig. 1) un corp microdioritic de dimensiuni reduse, iar ceva mai la nord, cîteva mici iviri ale aceleiași roci sînt cuprinse în masa dacitelor de Vișag. Contururile cartografice și diferențele de nivel la care apar microdioritele de la Hodiș dovedesc înrădăcinarea acestui corp. Microdioritele porfirice, cenușii deschise, cu tente roz, care apar la Hodiș, se deosebesc la prima vedere de cele de culoare închisă din anclave, fiind mai deschise la culoare ; roca are un conținut mai ridicat în cuarț, iar mineralele femice sînt levigate. Prezența în anclave a microdioritelor porfirice, mai ales în rocile care se înrădăcinează adînc, cum sînt porfirele granodioritice de Poeni, ori granodioritele ce apar în Valea Lungii, la vest de regiunea cercetată, dovedește o dezvoltare mai mare a acestora în adîncime. Microdioritele porfirice sînt cele mai vechi roci eruptive care au fost conturate în regiunea cercetată. Dacă aceste roci aparțin sau nu aparțin vulcanismului laramic rămîne încă o problemă deschisă, întrucît nu le-am întîlnit în relații directe cu depozitele sedimentare ale cretacicului superior.

Andezitele se întîlnesc în regiune sub forma unor corpuri de dimensiuni reduse. Noi nu am întîlnit nicăieri andezite pe rama estică a masivului Vlădeasa, așa cum a susținut J. Szádeczky (1915) și cum figurează de altfel și pe harta geologică a țării la scara 1 : 500 000. Pe rama estică nu se întîlnesc decît dacite de Vișag și Mărgăuța și porfire granodioritice de Poeni. Prezența andezitelor ca anclave în masa dacitelor de Vișag și Mărgăuța și raporturile lor cartografice evidențiază succesiunea de punere în loc. De obicei, în apropierea corpurilor andezitice, dacitele con-

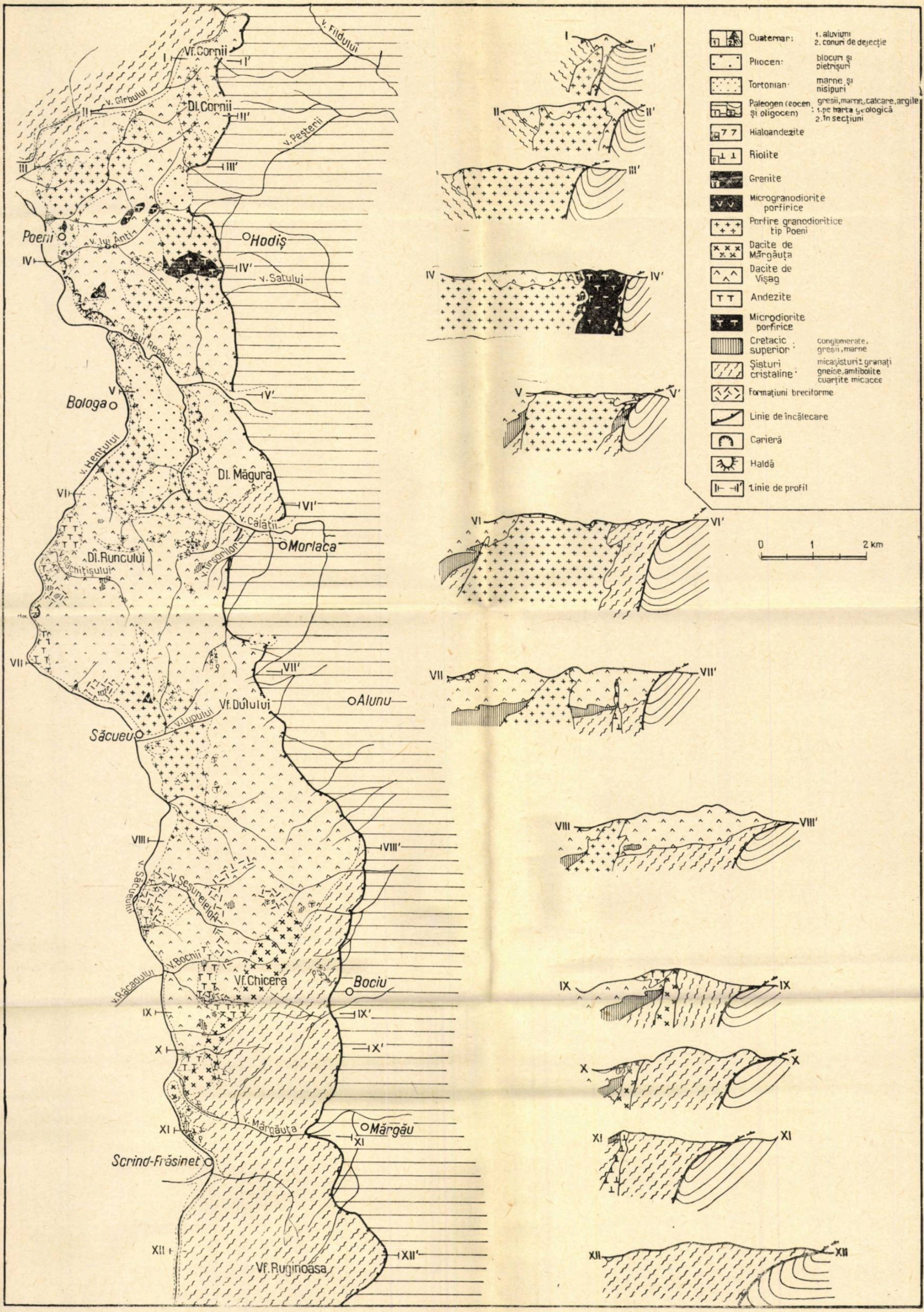


Fig. 1. — Hartă și secțiuni geologice în partea de est a masivului Vlădeasa.

ţin un număr sporit de anclave de andezit. Ivirile de andezit cu contururi capricioase, din partea de sud a regiunii, sugerează faptul că sînt înconjurate, înglobate, în masa dacitică. Pe cîţiva afluenţi drepţi ai văii Săcueului, de la sud de localitatea Săcueu, andezitele prezintă un caracter brecios, imprimat de prezenţa anclavelor de şisturi cristaline sau de gresii şi şisturi argiloase cretacice superioare.

Dacitele de Vişag (D. G i u ş c ă, 1950) acoperă cea mai mare parte din regiunea cercetată. Sînt roci cu un pronunţat caracter granular, cu pasta de cele mai multe ori microcristalină, mai rar criptocristalină, care conţin numeroase anclave de roci sedimentare cretacice, şisturi cristaline şi andezite. După aspectul lor general, dacitele de Vişag nu prezintă o curgere de lavă propriu-zisă, ci mai degrabă un corp subvulcanic superficial, unde magma s-a pus în loc folosind fracturi ale fundamentului. Magma dacitică a ajuns în parte la suprafaţă, dar a înglobat în mersul său blocuri mari din rocile sedimentare cretacice sau din andezitele ce stau peste fundamentul cristalin sau cretacic, rupînd fragmente ce apar ca anclave, atît din unele, cît şi din altele. Nu cunoaştem exact grosimea dacitelor de Vişag şi nici zonele lor de înrădăcinare, dar numărul şi dimensiunea anclavelor ne dau o oarecare indicaţie, atît asupra limitei inferioare a acestor corpuri dacitice, care au probabil înclinări foarte mici, cît şi asupra constituţiei fundamentului. Blocurile mari de 60—80 m², sau chiar mai mari, de roci sedimentare cretacice, reprezentate prin şisturi argiloase cu intercalaţii grezoase, cu aspect breciform, conţin fragmente rulate de riolite albe, asemănătoare celor menţionate la Morlaca, pe pîrîul Tîrşorilor. Menţionăm că aceste riolite nu se întîlnesc în loc în regiune. Aceste iviri de roci sedimentare, întîlnite la sud de Bologa, trebuie considerate ca resturi ale cuverturii de sedimente cretacice, în masa cărora s-au intrus magmele cu caracter dacitic. În partea de sud a regiunii, anclavele mărunte de şisturi cristaline, provenite în parte din masa conglomeratelor cretacice şi anclavele de andezit, sînt atît de numeroase, încît la prima vedere, mai ales cînd sînt alterate, dacitele lasă impresia unor roci aglomeratice. Privite cu atenţie, se observă o trecere continuă către dacite clare, lipsite de orice aspect brecios. Unele corpuri de andezite din această zonă au fost prinse ca o pană în masa dacitelor de Vişag, care s-au insinuat pe fracturi sau pe alte suprafeţe de discontinuitate, existente în şisturile cristaline sau sedimentele cretacice. De cele mai multe ori însă, andezitele constituie o cuvertură pentru corpurile dacitice şi numai rar lasă impresia că sînt intercalaţii în masa dacitelor. În zona mediană a regiunii cercetate, de la sud de Bologa, şisturile cristaline fiind mult mai în profunzime nu vin în contact cu dacitul de Vişag decît în zonele eventuale de înrădăcinare ale acestuia din urmă. Acest fapt explică absenţa anclavelor de şisturi cristaline în această zonă, în timp ce anclavele de gresii şi de şisturi marnoase-argiloase cretacice sînt prezente în număr considerabil. Tot astfel ne putem explica de ce porfirele granodioritice de Poeni, roci ce se înrădăcinează adînc în această zonă, au totuşi anclave de şisturi cristaline. Harta geologică demonstrează suficient de clar faptul că dacitele de Vişag constituie o cuvertură pe care porfirele granodioritice de Poeni şi microgranodioritele porfirice au străpuns-o în numeroase locuri.

Dacitele de Mărgăuța sînt roci cu un pronunțat caracter porfiric, fapt ce le deosebește de dacitele de Vișag. Fenocristalele rare de plagioclaz și cuarț, cu dimensiuni ce nu depășesc 3—4 mm, sînt mai mărunte decît cele din porfirele granodioritice de Poeni (care ating 1 cm) și mai mari cu cele din dacitele de Vișag (1—2 mm). Cercetările pe teren și în laborator au dus la conturarea unui corp cu o lungime de 4,5 km și o lățime ce nu depășește 700 m, începînd de la nord de dealul Chicera, pe la gura văii Mărgăuța, pînă în valea Săcueului, în stînga căreia nu trece decît cu 200 m. Aspectul cartografic al acestui corp dacitic este acel al unui dyke cu înclinare mare către vest. Dacitele pe care le-am numit de Mărgăuța, după denumirea văii mai accesibile pe care apar mai bine dezvoltate, s-au pus în loc pe o linie de fractură din sistemul nord—sud, care a existat în partea estică a masivului Vlădeasa. Macroscopic, dacitele de Mărgăuța, de culoare cenușie cu tente ușor verzui, sînt sticloase și cu aspect porfiric. Privite la microscop, se deosebesc atît de dacitele de Vișag, cît și de porfirele granodioritice de Poeni. Proporția de fenocristale este scăzută. Mineralele femice sînt de obicei înlocuite de clorit și uneori de calcit. Feldspații plagioclazi sînt sericitizați și calcitizați. Pasta cuarțo-feldspatică este aproape întotdeauna holocristalină și prezintă un caracter aplitic. Contururile cartografice clare, aspectele structurale și texturale, alături de compoziția mineralogică, ne îndreptățesc să separăm acest corp de dacit de masa dacitelor de Vișag pe care le străbat.

Porfirele grandodioritice de Poeni sînt roci de culoare cenușie-albicioasă, cu o granulație largă, care le apropie foarte mult, cel puțin ca aspect macroscopic, de granodiorite. Apar de sub cuvertura dacitelor de Vișag, sub forma unor corpuri cu contururi capricioase sau mici apofize, distribuite pe un aliniament nord—sud, începînd din Dealul Cornii pînă la sud de Săcueu, pe o lungime de 16 km și o lățime de circa 2 km. Abundența de apofize ale acestor roci, în porțiuni unde nu apar la zi corpuri mai larg dezvoltate, sugerează existența unui corp unitar. Pare să reiasă din examinarea hărții că aceste roci înrădăcinate formează un dyke cu orientarea aproximativă nord—sud. Caracterul intrusiv, observat clar pe teren, este bine evidențiat și în secțiuni subțiri. Pasta cuarțo-feldspatică a rocii este întotdeauna holocristalină, microlitele avînd adesea contururi cristalografice. Fenocristalele mari de plagioclaz, cuarț, biotit, uneori hornblendă și mai rar ortoză participă în proporție de 50% la alcătuirea rocii, și acest lucru face să dispară aspectul porfiric al rocii și să se asemene macroscopic cu granodioritele care apar la vest de regiunea cercetată, în Valea Lungii. Legat de aceste roci, la nord de Săcueu se întîlnesc zone restrînse de sericitizare, însoțite de vinișoare și impregnații cu pirită. Porfirele granodioritice de Poeni, deși au constituit prototipul pentru definirea noțiunii de dacit (D. Giuscă, 1950), totuși forma de zăcămînt și structura acestor roci pun sub semnul întrebării atribuirea lor dacitelor. Fără să fi rezolvat această problemă, care depășește cadrul prezentei lucrări, am considerat aceste roci porfire granodioritice.

Ivirile de microgranodiorite porfirice, granite și riolite, cît și ivirea de andezite cu pasta vitroasă, care sînt mai noi decît corpurile principale descrise deja, au dimensiuni mult mai reduse.

Microgranodioritele porfirice de culoare alb-roz, cu pasta mai bine cristalizată decît în porfirele granodioritice de Poeni și cu un mai pronunțat aspect porfiric, datorită unui număr mult mai redus de fenocristale, au fost separate la nord de localitatea Bologa și la nord de Săcueu.

O ivire solitară de granit a fost conturată pe culmea din stînga Pîrîului lui Anti, la intrarea în satul Poeni.

Riolitele, ceva mai bine reprezentate, apar sub formă de filoane sau mici corpuri cu contururi neregulate, la Morlaca și Scrind.

În sfîrșit, o rocă de culoare neagră, cu aspect particular, bogată în sticlă, care se exploatează de către localnici ca piatră ornamentală, într-o carieră în dreapta văii Hențului, am atribuit-o, după caracterul fenocristalelor, unui hialoandezit.

Formațiunile sedimentare, mai noi decît rocile eruptive, aparțin paleogenului, neogenului și cuaternarului.

Formațiunile paleogene apar la est de masivul Vlădeasa, constituind bazinul sedimentar al Transilvaniei. Aceste formațiuni au fost atribuite eocenului și oligocenului la nord de Crișul Repede și numai eocenului la sud (V. Dragoș, 1966). Reprezentate prin alternanțe de gresii, marne, argile și calcare, aceste formațiuni ne-au preocupat doar în măsura în care dau indicații asupra relațiilor tectonice cu rocile eruptive și șisturile cristaline. Subliniem că în masa depozitelor paleogene nu se întîlnesc blocuri sau fragmente de roci eruptive nici chiar în imediata apropiere a corpurilor de banatite, dovedind prin acestea că, în momentul depunerii sedimentelor, dacitele, care formează rama estică a masivului Vlădeasa, nu erau supuse eroziunii.

O ivire redusă de marne nisipoase, cenușii, gălbui prin alterație, ce stau peste dacite, a fost conturată pe valea Șesurelelor și pe un torent drept al văii Săcueu. Aceste marne au fost atribuite tortonianului superior pe baza unei microfaune [1] care conține : *Bolivinoides miocenicus* Giann., *Nonion pompilioides* (F. et M.), *Orthophragmina temicostata* (Costa), *Orthophragmina proxima* (Silv.), *Bulimina costata* d'Orb., *Bulimina affinis* d'Orb., *Bulimina pupoides* d'Orb., *Cibicides ungerianus* (d'Orb.), *Globuquadrina altispira* (Cush. et Jarv.), *Valvulineria bradyana* (Forn.), *Sphaeroidina bulloides* d'Orb., *Spiroplectammina carinata* (d'Orb.), *Robulus calca* (Linné), *Globorotalia scitula* Brady, *Cribrononion* sp. Astfel de depozite au fost întîlnite și în regiunea Ciucea de către V. Ignat și Domnița Ignat (1967).

Depozitele neconsolidate, alcătuite din blocuri rotunjite, cu dimensiuni variabile, de la cîțiva centimetri pînă la 1 m diametru, care provin din șisturi cristaline, andezite și dacite de Vișag, sînt destul de răspîndite în regiune, însă au grosimi foarte reduse, ce nu depășesc cîțiva metri. Aceste roci au fost atribuite, prin comparație cu cele descrise de V. Ignat și Domnița Ignat, pliocenului.

Depozitele cuaternare, reprezentate prin conuri de dejecție și aluviuni, sînt destul de bine reprezentate în regiunea cercetată.

---

[1] Microfauna a fost determinată de Gh. Popescu, căruia îi aducem mulțumiri.

O importanță deosebită am acordat-o liniei tectonice majore de la contactul masivului Vlădeasa cu depozitele sedimentare paleogene ale Bazinului Transilvaniei.

Relațiile dintre cristalinul Munților Mezeș și masivul eruptiv al Vlădesei, pe de o parte, și depozitele sedimentare paleogene, pe de altă parte, au fost luate în discuție de mai mulți cercetători. Astfel, încă din 1925, St. Mateescu a observat superpoziția rocilor eruptive de Vlădeasa peste depozitele sedimentare ale Depresiunii Huedinului. Autorul însă a considerat că rocile eruptive sînt revărsate peste depozitele sedimentare, afirmînd că dacitele străbat sau curg peste formațiunile paleogene și le metamorfozează la contact. Această presupunere a fost infirmată însă de către J. Szádeczky (1930). Într-o lucrare mai recentă, Gr. Răileanu și colaboratori (1964) consideră că această linie tectonică reprezintă o încălecare de mică anvergură a cristalinului peste depozitele paleogene, încălecare care se urmărește și la limita masivului banatitic cu aceleași formațiuni sedimentare paleogene, pînă la Morlaca, puțin mai la sud de Crișul Repede. Cu toate că aceste concluzii au fost bazate pe observații detaliate de teren, Gh. Mărgărit și colaboratori [2] și V. Ignat și Domnița Ignat (1967) iau din nou în discuție caracterul acestei linii tectonice și susțin existența unei falii inverse, segmentată și decroșată către est. Recent, V. Dragoș (1966) consideră că raporturile dintre rocile sedimentare din regiunea Călățele — Huedin și rama cristalină și eruptivă sînt tectonice, fapt ce se reflectă și în topografia locului, observîndu-se ușor o denivelare bruscă de 150—200 m. Autorul arată că în afara faliei principale dirijată nord—sud, care separă sedimentarul de cristalin și eruptiv, pe unele locuri, spre interiorul bazinului sedimentar (la est), mai apar încă una sau două falii, de mai mică amploare, orientate paralel cu falia principală.

Cercetările efectuate de noi asupra rocilor eruptive de la nord de Crișul Repede și de la est de valea Săcueului au confirmat părerile emise de Gr. Răileanu și colaboratori și au dus la o imagine unitară privind contactul estic al masivului Vlădeasa cu depozitele paleogene ale bazinului Transilvaniei.

În extremitatea nordică a regiunii cercetate de noi, la est de Vîrful Cornii, pe un afluent al văii Fildului, dacitele de Vișag, brecifiate pe 1—2 m, stau aproape orizontal peste argilele roșii paleogene, avansînd către est, pe botul de deal din stînga văii amintite, pe circa 1 km. Un alt pîrîu, în stînga botului de deal menționat, face ca limita dacitelor să se retragă din nou către vest, pentru ca, pe următorul bot de deal de la nord, această limită să avanseze din nou spre est. Puțin mai la sud, în valea Peșterii, în apropierea localității Hodiș, încălecarea porfirelor granodioritice de Poeni peste argilele vărgate inferioare (danian-paleocen), deși pe o distanță mult mai redusă, este și mai clară. Împingerea de mai mică amploare a acestor roci peste depozitele sedimentare paleogene se explică prin rigiditatea porfirelor granodioritice înrădăcinate adînc, în raport cu dacitele de Vișag și mai ales cu șisturile cristaline. La sud de Crișul Repede, la Morlaca, încălecarea rocilor eruptive și a șisturilor cristaline peste

[2] Gh. Mărgărit, O. Iliescu, D. Socoleanu, Maria Mărgărit, C. Mihăilescu, Liliana Mihăilescu (1963), *Raport de prospecțiuni geologice pentru cărbuni în bazinul văii Coaș și valea Almașului*, Arh. Com. Stat. Geol.

depozitele paleogene este de mai mică amploare, iar pe Pîrîul Tîrșorilor se pare că este vorba mai de grabă de o falie inversă. Către sud însă, aproape de dealul Dulului, încălecarea este din nou evidentă și se urmărește la contactul dintre rocile banatitice și depozitele sedimentare ale Bazinului Transilvaniei, pînă în apropiere de satul Bociu. De aici spre sud, după ce încep să apară șisturile cristaline de Gilău, linia de încălecare se urmărește la limita dintre acestea și depozitele sedimentare ale bazinului. Relații clare se întîlnesc doar pe valea Bociului și Mărgăuței, dar contururile cartografice arată clar că linia de încălecare se continuă pînă în extremitatea sudică a regiunii cercetate. La sud de Ruginoasa, linia de încălecare se mai continuă pe încă 2 km și apoi se pierde în masa șisturilor cristaline de Gilău, fapt ce reiese clar din harta geologică a regiunii Călățele — Huedin (V. Dragoș, 1966).

În concluzie, în partea de est a masivului Vlădeasa a funcționat un sistem de fracturi cu orientarea generală nord—sud care au controlat punerea în loc a unor corpuri eruptive. Ulterior, de-a lungul acelorași fracturi, s-a produs o ridicare și o încălecare de anvergură redusă, peste depozitele sedimentare ale Bazinului Transilvaniei, a blocului unitar de șisturi cristaline și de roci eruptive. Aceste fracturi, cu orientare aproximativă nord—sud, au funcționat și după ce s-a produs încălecarea, ducînd la fragmentarea pînzei, fapt ce s-a remarcat prin observații de detaliu în valea Bociului și la nord de Morlaca.

Pentru regiunea de la nord de Crișul Repede, vîrsta șariajului a fost socotită antetortoniană, datorită faptului că încălecarea nu afectează depozitele tortoniene (G. Răileanu și colab., 1964). În regiunea de la sud de Crișul Repede noi nu dispunem de date suficiente, dar prezența marnelor tortoniene superioare peste dacitele de Vișag, în plin masiv banatitic, pare să pledeze pentru o ridicare și încălecare ceva mai tîrzie decît în nord.

LA STRUCTURE GÉOLOGIQUE DE LA PARTIE EST DU MASSIF VLĂDEASA

RÉSUMÉ

En surmontant un soubassement fortement tectonisé, représenté par des schistes cristallins et des roches sédimentaires d'âge crétacé supérieur, ont été mises en place, successivement des : microdiorites porphyriques, andésites, dacites de Vișag, dacites de Mărgăuța, porphyres granodioritiques de Poeni, microgranodiorites porphyriques, granites, rhyolites et hyaloandésites.

Les microdiorites porphyriques qui apparaissent comme des enclaves dans les porphyres granodioritiques de Poeni et, plus rarement, dans les dacites de Vișag constituent un corp de dimensions réduites dans les environs du village Hodiș et sont les roches les plus anciennes de la région.

Les dacites de Vișag, les roches les plus largement répandues dans la région, représentent des corps sous-volcaniques superficiels, dont la

mise en place a été favorisée par l'existence des fractures du soubassement. Les enclaves de schistes cristallins, d'andésites et de roches sédimentaires leur confèrent souvent un aspect brécheux. Entre Bologa et Săcueu apparaissent quelques blocs plus grands de schistes argileux alternant avec des grès dans lesquels sont injectés des dacites. Ce sont des témoins d'une couverture crétacée des dacites de Vişag.

Le dacite de Mărgăuţa, localisé dans le SE de la région, constitue un dyke orienté NNE-SSW, qui traverse autant les andésites que les dacites de Vişag.

A leur tour, les porphyres granodioritiques de Poeni traversent dans de nombreux endroits les dacites de Vişag et laissent l'impression d'un corp unitaire, profondément enraciné, avec une longueur de 16 km et une largeur d'environ 2 km.

La limite orientale du massif Vlădeasa est marquée par une importante ligne tectonique poursuivie sur presque 25 km et le long de laquelle les roches éruptives et les schistes cristallins (qui constituent un bloc commun) chevauchent les dépôts sédimentaires du Bassin de Transylvanie.

Le système de fractures orienté NS, qui a contrôlé la mise en place de quelques corps éruptifs, a fonctionné également après le charriage de petite envergure des roches éruptives et sédimentaires sur les dépôts paléogènes du bassin.

L'âge du charriage est considéré, dans la région localisée au nord de Crişul Repede, comme antétortonien, mais la présence des marnes tortoniennes au-dessus des dacites de Vişag (au sud de Săcueu), en plein massif banatitique plaide pour un soulèvement et un charriage un peu plus tardif.

BIBLIOGRAFIE

CODARCEA AL. (1930), *Studiul geologic şi petrografic al regiunii Ocna de Fer — Bocşa Montană (Banat)*, An. Inst. geol. Rom., **XV**.

DRAGOŞ V. (1966), *Paleogenul din regiunea Călăţele — Huedin*, An. Com. Stat Geol., **XXXV**.

GIUŞCĂ D. (1950), *Le massif éruptif de la Vlădeasa*, An. Com. geol., **XXII**.

GIUŞCĂ D., CIOFLICA GR., SAVU H. (1966), *Caracterizarea petrologică a provinciei banatitice*, An. Com. Stat Geol., **XXXV**.

IGNAT V., IGNAT DOMNIŢA (1967), *Geologia şi petrografia părţii de sud a Munţilor Mezeş*, Com. ses. şt. a Intr. prosp.

KRÄUTNER TH. (1941), *Observations géologiques dans les Monts du Bihor*, C. R. Inst. Géol. Roum., **XXVI**.

MATEESCU ŞT. (1926), *Observaţii morfologice şi geologice asupra Depresiunii Huedinului*, An. Inst. geol. Rom., **XI**.

PAUCĂ M. (1954), *Neogenul din bazinele externe ale Munţilor Apuseni*, An. Com. geol., **XXVII**.

RĂILEANU GR., RUSU A., MOISESCU V. (1964), *Relaţiile tectonice ale cristalinului Munţilor Mezeş — Ticău cu formaţiunile sedimentare ale Bazinului Transilvaniei*, St. cerc. de geol., geof., geog., seria geol., **IX**, *2*.

SZÁDECZKY J. (1915), *Die geologischen Verhältnisse von Kissebeş, Hodosfalva, Sebesvár, Morotlaka und Magyarokereke*, Muzeumi Füzetek, **III**, *1*.

SZÁDECKY J. (1930), *Asupra vîrstei eruptivului de la Vlădeasa*, D.S. Inst. geol. rom., **XV**.

Primit în redacţie
la 29 iunie 1968

Institutul de geologie şi geografie
al
Academiei Republicii Socialiste România

STUDIUL PROCESELOR DE ARGILIZARE HIDROTERMALĂ DE LA TALAGIU (BAZINUL ZARANDULUI)

DE

V. IANOVICI,

MEMBRU CORESPONDENT AL ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA,

şi GH. NEACŞU

55(05)

Pe valea Crişului Alb, între Vîrfuri şi Gurahonţ aflorează o serie de roci efuzive, aparţinînd vulcanismului neogen al Munţilor Apuseni. În cadrul acestor roci s-au separat mai multe erupţiuni, însoţite de produsele lor de explozive (H. Savu, Gh. Neacşu, 1963).

Fenomenele de alteraţie hidrotermală au cea mai mare intensitate în aparatul vulcanic de andezite cu piroxeni şi hornblendă de la sud de Talagiu (la est de Budeşti).

Principalele procese de alteraţie hidrotermală în corpul eruptiv Talagiu sînt argilizarea, sericitizarea, piritizarea, silicifierea, carbonatarea, sulfatizarea şi cloritizarea. Dintre aceste procese ne vom ocupa numai de procesul de argilizare şi în mod deosebit de procesul de pirofilitizare.

Studiul röentgenografic a 9 probe, corelat cu datele de teren, ne-a permis elaborarea unei scheme generale a evoluţiei procesului de argilizare în aparatul vulcanic Talagiu (tabelul nr.1)

Tabelul nr. 1

Evoluţia procesului de argilizare în aparatul vulcanic Talagiu

Mineral	Caolinit → pirofilit → illit → montmorillonit → silice
pH soluţie	acid → neutru → alcalin → foarte alcalin
Concentraţia alcaliilor în soluţie	foarte redusă → slabă → ridicată → foarte ridicată
Concentraţia silicei în soluţie	slabă → moderată → ridicată → foarte ridicată

Şt. şi cerc. de geol. geof. geogr., Seria geologie, t. 14, nr. 2, p. 531–538, Bucureşti, 1969

În figura 1, reprezentînd compoziţia mineralogică a probelor recoltate din zonele de argilizare hidrotermală, se poate observa că mineralul predominant este montmorillonitul. După conţinutul de montmorillonit, probele 25/291, 22/287, 21/288, 24/289, 28/294 pot fi considerate bentonite şi subbentonite.

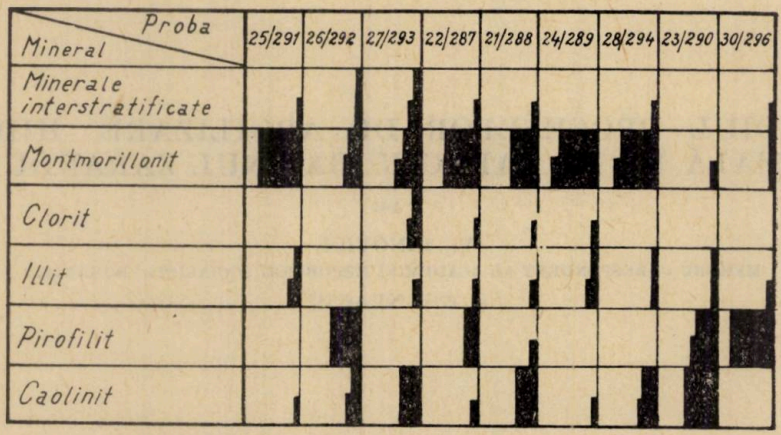


Fig. 1. — Compoziţia mineralogică a probelor analizate röentgenografic recoltate din zona de argilizare de la Tălagiu. Se observă predominarea montmorillonitului, urmată de pirofilit şi caolinit.

Practic, mai mult de jumătate din aria argilizată în aparatul vulcanic Talagiu este reprezentată de zona montmorillonitică, restul fiind reprezentat de zona pirofilitică şi zona caolinitică. Pe lîngă aceste trei zone distincte, cu predominanţă de montmorillonit, pirofilit sau caolinit, se pot observa şi zone de trecere între ele.

Alte procese de argilizare, illitizarea şi cloritizarea, nu formează zone individualizate, ele fiind suprapuse peste procesele predominante.

Probele analizate dau röentgenograme bune, cu linii pe un fond clar, cu margini nete, indicînd faptul că mineralele sînt relativ bine cristalizate, cu reţea relativ ordonată şi cu dimensiuni destul de mari, indicii bune în favoarea originii lor hidrotermale. Doar probele recoltate de la suprafaţă, din zonele montmorillonitice, datorită unei cantităţi mai mari de oxizi şi hidroxizi de fier, rezultaţi din alteraţia piritei, dau röentgenograme cu un fond mai întunecat.

M o n t m o r i l l o n i t i z a r e a este cel mai răspîndit proces de argilizare. Montmorillonitul se întîlneşte aproape în toate zonele de argilizare. În zona montmorillonitică conţinutul de montmorillonit variază între 50 şi 80%. Conţinutul mediu de montmorillonit pentru întreaga arie argilizată de la Talagiu este de aproximativ 44%, indicînd caracterul mineralogic predominant al argilizării hidrotermale.

Montmorillonitul este de tip dioctoedric, saturat cu ioni bivalenţi de calciu.

P i r o f i l i t i z a r e a este al doilea proces ca importanţă în argilizarea hidrotermală de la Talagiu. Conţinutul de pirofilit variază între

35 şi 80%. Conţinutul mediu de pirofilit pentru întreaga arie de argilizare de la Talagiu este de 21%. Zona pirofilitică este întinsă, alcătuind aproximativ 30% din aria argilizată.

C a o l i n i z a r e a este al treilea proces ca importanţă în argilizarea hidrotermală de la Talagiu. Pînă în prezent se considera că este singurul proces de argilizare. Conţinutul mediu de caolinit pentru întreaga arie argilizată este de aproximativ 18%. Conţinutul de caolinit în zonele de caolinizare este de 30—55%. Zona caolinitică nu ajunge nici la 20% din totalul ariei argilizate de la Talagiu.

Caolinitul este bine cristalizat — caolinit$_T$ — . Adesea se găseşte în parageneză cu pirofilitul. În zonele superficiale, pe lîngă caolinit, care predomină, s-a recunoscut şi prezenţa unei mici cantităţi de halloysit.

I l l i t i z a r e a, ca şi s e r i c i t i z a r e a, alcătuiesc procese larg răspîndite, dar subordonate din punct de vedere cantitativ, fără a forma zone distincte şi sînt suprapuse peste procesele predominante de alteraţie. Conţinutul mediu de illit pentru întreaga arie argilizată este de aproape 9%.

C l o r i t i z a r e a este de asemenea un proces puţin important în zonele argilizate, fiind suprapusă peste celelalte procese. Conţinutul mediu de clorit din întreaga arie argilizată este de circa 3%. Cloritizarea este mai larg răspîndită în stadiile iniţiale de alteraţie, în special ale mineralelor femice, şi în stadiile finale de argilizare, cînd este suprapusă peste montmorillonitizare.

În zonele de trecere şi în zona montmorillonitică s-au întîlnit mici cantităţi de minerale interstratificate, care alcătuiesc aproape 5% din cantitatea totală de minerale argiloase. Conţinuturile reduse nu au permis determinarea exactă a tipurilor de interstratificare, dar se pare că este vorba de interstratificări regulate 14 :14, montmorillonit — clorit (corrensit) şi 14 : 9, montmorillonit — pirofilit (alevardit).

Pirofilitul hidrotermal de la Talagiu este destul de bine cristalizat şi relativ pur, conţinînd pînă la 20% impurităţi de montmorillonit şi caolinit. În comparaţie cu pirofilitul de pe fisuri din liasicul metamorfozat de la Schela, acest pirofilit este mai slab cristalizat şi cu un grad de puritate mai redus.

În tabelul nr. 2 dăm distanţele intrareticulare (d/n) şi intensităţile relative (I) ale pirofilitului de la Talagiu, în comparaţie cu acelea ale pirofilitului etalon de la Schela şi a pirofilitelor etalon ale lui M i h e e v (Ural) şi din cartoteca americană ASTM. Pirofilitul de la Schela, bine cristalizat, deşi conţine aproape 4% impurităţi (3% nacrit ; 0,5% illit) poate fi folosit ca etalon.

Din tabelul nr. 2 şi din figurile 2, 3 şi 4 [1] se observă că liniile pirofilitului hidrotermal de la Talagiu corespund bine cu liniile pirofilitelor etalon.

---

[1] Pentru figurile 2—5 şi tabelul nr. 2 s-au folosit următoarele condiţii de lucru : Radiaţia Fe Kα, Fe Kβ fără filtru : 31 Kv/18 mA/180 V expunere 21 ore. Cameră cu $\varnothing$ = 57,55 mm. Corecţii cu NaCl Standard intern. Măsurarea distanţelor intrareticulare s-a făcut cu o precizie de 0,0001 mm (0,02 — 0,0003% Å) cu comparatorul IZA — 2, iar intensităţile relative cu microfotometrul MF$_4$ (mărire 10 X, viteza de derulare 30 mm/minut).

Radiaţia Kβ a fost eliminată în tabelul nr. 2.

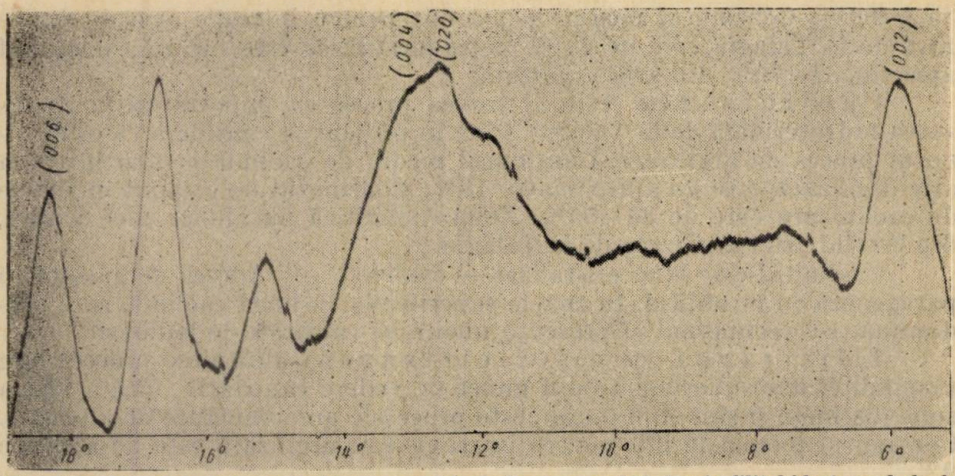


Fig. 2. — Microfotograma röentgenogramei în pulbere a probei de pirofilit hidrotermal de la Talagiu, 30/296 A, fracţia sub 10 μ a probei naturale $2\theta = 5 - 20°$. 10 ×.

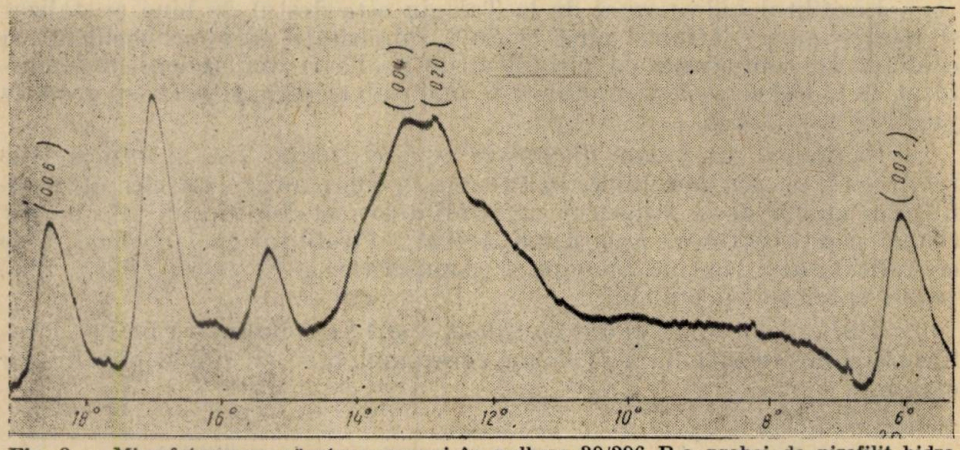


Fig. 3. — Microfotograma röentgenogramei în pulbere 30/296 B a probei de pirofilit hidrotermal de la Talagiu, fracţia sub 10μ, calcinată 2 ore la 490°. $2\theta = 5 - 20°$. 10 ×.

Tabelul nr. 2

Distanţele intracelulare (d/n) şi intensităţile relative (I) ale liniilor röentgenogramelor de pirofilit hidrotermal de la Talagiu în comparaţie cu cele ale pirofilitului metamorfic de Schela şi cu datele din literatură

Nr. crt.	Pirofilit hidrotermal Talagiu		Pirofilit hidrotermal Talagiu calcinat 2h 490°		Pirofilit metamorfic Schela		Pirofilit Berezovsk, Ural (V. Miheev)		Pirofilit 1 ASTM (G. W. Brindley)		Pirofilit 2 ASTM (G. W. Brindley)	
	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I
1	9,15	95	9,15	80	9,14	97	9,2	70	9,0	80	9,14	40
2	4,59	56	4,59	49	4,57	71	4,59	60	4,53	60	4,57	50
3	4,20*	42	4,20	40	4,21	22	4,17	30			4,15	20
4	4,04	62	4,03	50	4,04	16			4,07	50	3,87	5
5	3,332	66	3,332	100	3,378	15	3,360	40	3,39	40	3,34	30
6			3,121	5					3,12	40		
7	3,055	100	3,054	72	3,058	100	3,045	100	3,06	100	3,037	100
8	2,542	22	2,543	21	2,560	13	2,559	40	2,55	70		
9					2,539	18						
10	2,522	34	2,522	32	2,524	30	2.523	70			2,524	20
11	2,408	59	2,408	57	2,410	54	2,403	80	2,42	70	2,400	40
12	2,280	11	2,280	10	2,278	22	2,287	20	2,31	40	2,287	20
13	2,138	14	2,138	11	2,142	9	2,146	50	2,15	40	2,142	15
14	2,117	12	2,116	11	2,120	10	2,077	40	2,07	60	2,071	10
15	2,060	24	2,062	22	2,060	10	2,048	40			2,044	10
16					2,038	18						
17	1,876	7	1,876	6	1,874	6	1,887	20	1,89	20	1,881	5
18	1,822	33	1,822	34	1,827	40	1,828	50	1,84	40	1,828	40
19	1,680	21			1,672	7	1,687	4	1,69	50		
20	1,634	24	1,630	70	1,630	18	1,639	60	1,65	50	1,636	30
21	1,618	55			1,618	36	1,518	40	1,63	60	1,621	15
22					1,564	3	1,572	20	1,576	20	1,567	3
23	1,532	12	1,530	10	1,520	12	1,524	30	1,527	20	1,522	10
24					1,490	17	1,489	90	1,495	80		
25	1,486	44	1,486	38	1,480	16			1,485		1,485	30
26			1,466	5	1,463	5	1,467	30			1,463	5
27	1,435	10	1,435	6	1,438	5	1,435	20	1,427	40	1,432	5
28	1,417	12	1,416	11	1,417	10	1,418	20			1,419	5
29	1,372	40	1,370	35	1,378	33	1,381	90	1,389	60	1,377	40
30	1,364	52	1,364	46	1,360	38	1,365	90	1,367	60	1,362	40

* Cifrele din acoladă indică linii difuze

Pentru cercetarea mai detaliată a compoziţiei şi a comportării pirofilitului s-au efectuat röentgenograme pe probe glicolate şi pe probe calcinate timp de două ore la 490°. Glicolarea probelor de pirofilit hidrotermal de la Talagiu şi de pirofilit metamorfic de la Schela nu produce nici o modificare pe röentgenograme. Calcinarea, atît la pirofilitul hidrotermal de la Talagiu, cît şi la pirofilitul metamorfic de la Schela, se manifestă prin scăderea intensităţii reflexelor feţelor bazale (001) şi prin apariţia unui mic reflex cu valoarea aproximativă $d \simeq 3{,}12$ KX (fig. 2 şi 3, tabelul nr. 2). În cazul pirofilitului hidrotermal de la Talagiu, reflexele (001) ale caolinitului, prezent în amestec, dispar complet.

O principală deosebire röentgenografică între pirofilitul hidrotermal şi pirofilitul metamorfic constă în dispariţia unor dublete sau în insuficienta lor exprimare, ca de exemplu dubletele 2,54—2,52; 2,06—2,03; 1,49—1,48 KX, dar mai ales a celui mai caracteristic dublet de la 1,38—1,36 KX. Acest dublet, bine individualizat la pirofilitul metamorfic de

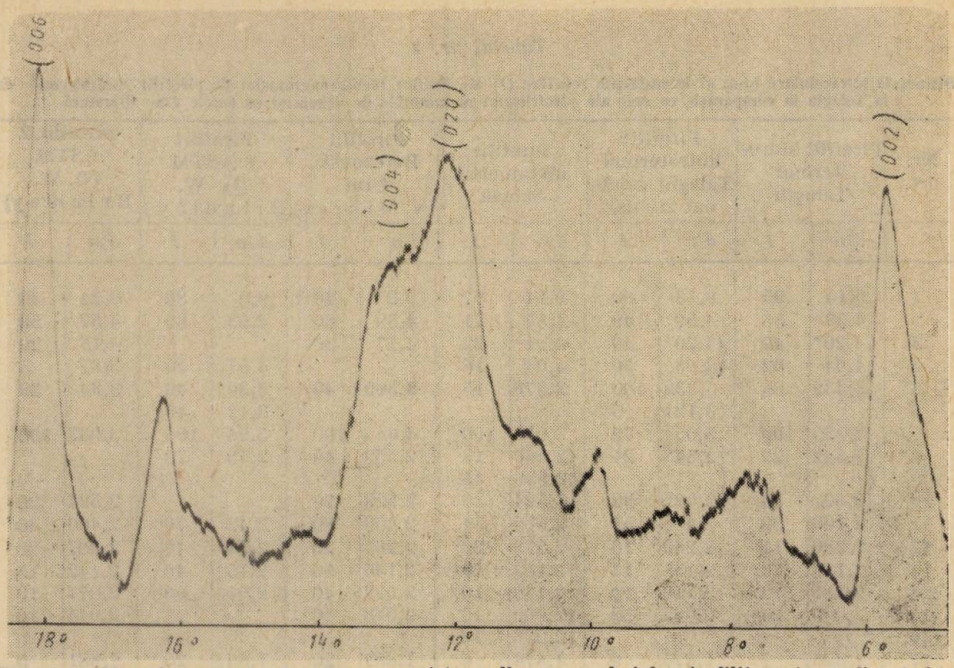


Fig. 4. — Microfotograma röentgenogramei în pulbere a probei de pirofilit metamorfic de la Schela, 66/334, recoltată pe fisuri. Probă naturală. 10 ×. 2θ = 5 — 20°.

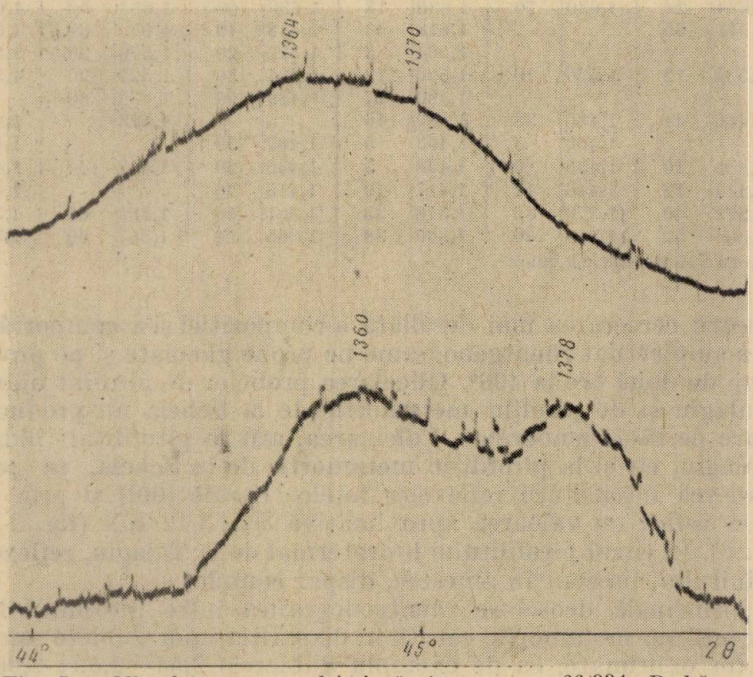


Fig. 5. — Microfotograma aceleiaşi röentgenograme 66/334. Probă naturală. 50 ×, cuprinzînd forma dubletului caracteristic la pirofilitul de Schela şi cel de la Talagiu. 2θ = 44 — 46°.

la Schela, la pirofilitul hidrotermal de la Talagiu este abia vizibil sau apare sub forma unui singur reflex cu d $\simeq$ 1,37 KX (fig. 5).

Indicii Weaver şi Kubler, utilizînd raportul A/B al reflexului (002) al mineralelor micacee, cu aproximativ $d \simeq 10$ Å, sînt foarte utili la studiul metamorfismului incipient şi pentru separarea diagenezei de metamorfism. Indicele Kubler (A = înălţimea, B = lăţimea la jumătatea înălţimii) pentru reflexul (002) cu $d \simeq 9$ Å, al pirofilitelor studiate (fig. 2, 3 şi 4) are valoarea $\simeq$ 4,5 la pirofilitul hidrotermal şi $\simeq$ 9,5 la pirofilitul metamorfic, situînd pirofilitul de Schela în domeniul metamorfic. Gradul de cristalinitate al pirofilitului hidrotermal de la Talagiu este de două ori mai redus decît al pirofilitului metamorfic de la Schela.

Existenţa unor pirofilite metamorfice, sedimentare sau hidrotermale nu exclude concluzia că pirofilitul caracterizează frecvent ankimetamorfismul, aşa cum nacritul caracterizează frecvent diageneza tîrzie (V. Ianovici, Gh. Neacşu, 1968).

ÉTUDE DES PROCESSUS D'ARGILISATION HYDROTHERMALE DE TALAGIU (BASSIN DU ZARAND)

RÉSUMÉ

Les phénomènes d'altération hydrothermale — argilisation, sériciti-sation, chloritisation, silicification, sulfatisation et carbonatation — sont bien développés dans l'appareil volcanique de Talagiu.

L'étude minéralogique par rayons X du processus d'argilisation a permis de séparer trois zones : montmorillonitique, pyrophyllitique et kaolinitique. Plus de 50% de l'aire argilisée représente la zone montmorillonitique. La zone kaolinitique est moins développée que la zone pyrophyllitique.

La pyrophyllite hydrothermale de Talagiu est moins pure que la pyrophyllite métamorphique de Schela et présente un degré de cristallisation deux fois plus petit que cette dernière.

Les doublets 2,54—2,52 ; 2,06—2,03 ; 1,49—1,48 et 1,38—1,36 Å, bien individualisés dans la pyrophyllite métamorphique, sont à peine visibles ou s'unissent pour former un seul reflet aplati dans la pyrophyllite hydrothermale.

Après 2 heures de calcination à 490°C, la pyrophyllite hydrothermale ainsi que la pyrophyllite métamorphique présentent une diminution de l'intensité des reflets (001), tandis que dans la kaolinite les reflets des mêmes plans réticulaires disparaissent complètement. La glycolisation donne aucun effet sur le röntgénogramme.

BIBLIOGRAFIE

Brindley G. W. (1950), *X — Ray Identification and Crystal Structures of Clay Minerals*, Londra.
Ianovici V. (1941), *Întrebuinţarea razelor X în petrografie*, Rev. şt. „V. Adamache" Iaşi, **XXVII**, *1*.

IANOVICI V., NEACŞU GH. (1968), *Asupra prezenţei nacritului în argilele liasice inferioare din Munţii Pădurea Craiului*, St. cerc. geol., geof.., geogr., Seria geologie, **13**, *2*,
MIHEEV V. (1957), *Röentgenometriceskie opredeliteli mineralov*, Moscova.
SAVU H., NEACŞU GH. (1963), *Vulcanismul neogen din Bazinul Zarandului (Munţii Apuseni)*, D.S. Inst. geol., **XLVII** (1959—1960).

Primit în redacţie
la 2 aprilie 1969

Comitetul de Stat al Geologiei şi
Întreprinderea geologică de prospecţiuni
din Comitetul de Stat al Geologiei

STUDIUL MINERALOGIC AL ARGILELOR REFRACTARE DIN SECTORUL ŞUNCUIUŞ

DE

I. TREIBER şi I. BEDELEAN

55(05)

Într-o lucrare anterioară (I. Treiber, I. Bedelean, 1967), privind studiul mineralogic al argilelor refractare de la Şuncuiuş, am separat prin sedimentare şi am studiat din punct de vedere mineralogic, fracţiunea argiloasă sub 0,001 mm din două varietăţi de argile refractare diferite calitativ. În studiul de faţă am căutat să aprofundăm problema compoziţiei mineralogice a fracţiunilor argiloase la mai multe varietăţi de argile, colectate din patru sectoare (Recea, Dealul Simionului, Banlaca şi Dumbrava), aparţinînd exploatării miniere Şuncuiuş (fig.1).

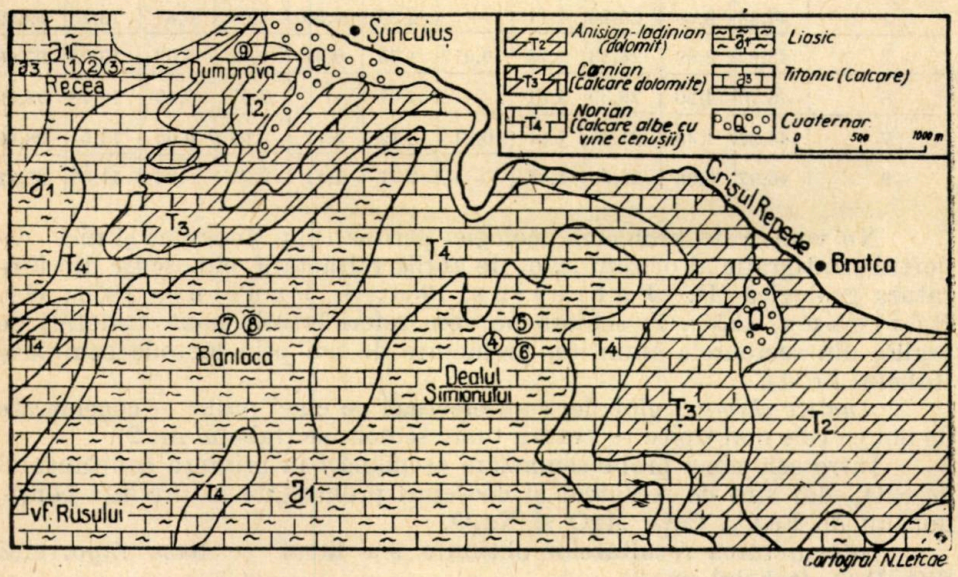


Fig. 1. — Schiţa geologică a perimetrului Şuncuiuş, (după T. Krăutner).

St. şi cerc. de geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 14, nr. 2, p. 539–546, Bucureşti, 1969

Tabelul nr. 1

Varietăţile de argile refractare studiate

Numărul probei	Sectorul	Aspecte macroscopice
1	Recea	culoare roşiatică, compactă, aspră, plastică
2	Recea	culoare alb-roz, compactă, aspră
3	Reçea	culoare negru-cenuşie, şistoasă, aspră
4	Dealul Simionului	culoare roşu-violetă, şistoasă, unsuroasă
5	Dealul Simionului	culoare neagră, şistoasă, plastică
6	Dealul Simionului	culoare alb-gălbuie, compactă, unsuroasă
7	Banlaca	culoare albă, compactă, plastică
8	Banlaca	culoare cenuşie, plastică, compactă, aspră
9	Dumbrava	culoare brun-gălbuie, şistoasă, aspră

Tabelul nr. 2

Analiza chimică a fracţiunilor argiloase sub 0,001 mm

Proba	SiO_2	Fe_2O_3	Al_2O_3	TiO_2	MnO	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	P.C.%	Total
1	44,48	8,69	25,29	1,11	—	2,85	0,50	1,90	0,87	13,23	99,92
3	45,64	2,99	28,33	1,28	0,017	1,75	0,91	2,02	0,63	13,95	97,66
6	46,70	4,20	26,39	1,01	—	4,07	u	2,87	0,49	12,78	98,52
7	44,32	1,43	31,45	1,01	0,01	3,12	3,17	2,06	0,66	14,54	98,60
9	46,97	6,66	26,55	1,15	—	1,71	1,41	2,95	0,24	11,87	99,31

Nu vom trata problema geologiei perimetrului Şuncuiuş şi nici raportul stratigrafic al orizonturilor de argilă refractară, cunoscute din literatura geologică (D. Patruliuş, 1956; S. Pauliuc, 1958; Gr. Răileanu, 1956), în schimb ne vom referi la cele nouă varietăţi de argilă, din sectoarele amintite, prelucrate de noi prin metode complexe (tabelul nr. 1).

Analize chimice, globale, s-au efectuat pe cinci probe — considerate de noi ca cele mai tipice — pentru toate sectoarele (tabelul nr. 2).

Între cele cinci probe semnalăm asemănări în privinţa conţinutului de SiO_2, dar sînt de remarcat şi deosebiri pronunţate în privinţa conţinutului de Fe_2O_3, CaO, MgO şi Na_2O.

Interpretarea rezultatelor obţinute s-a făcut pe baza raportului SiO_2/R_2O_3 (tabelul nr. 3).

Acest raport are valori între 2,32 şi 2,72, ceea ce indică prezenţa unui amestec de caolinit, montmorillonit, halloysit şi pirofilit-illit. Mai

Tabelul nr. 3

Raportul molecular obţinut din analiza chimică globală, pentru fracţiunea argiloasă, sub 0,001 mm

Proba	Constante	Oxizi							$\frac{SiO_2}{R_2O_3}$
		SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CaO	K_2O	Na_2O	
1	% greutate	44,48	25,29	8,69	0,50	2,85	1,90	0,87	
	Nr. ioni şi mol. la 22 valenţe de cationi	3,27	2,19	0,49	0,05	0,22	0,17	0,12	2,45
	Raport molecular $Al_2O_3=1$	2,9834	1,00	0,2192	0,0499	0,2450	0,0810	0,0564	
	Formula structurală	$[Si_{3.27}Al_{0.73}][Al_{1.46}Fe_{0.49}Mg_{0.05}]Ca_{0.22}K_{0.17}Na_{0.12}O_{10}(CH)_{2.18}$							
3	% greutate	45,46	28,33	2,99	0,91	1,75	2,02	0,63	
	Nr. ioni şi mol. la 22 valenţe de cationi	3,32	2,43	0,16	0,09	0,14	0,18	0,08	2,54
	Raport molecular $Al_2O_3=1$	2,7138	1,00	0,0673	0,0809	0,1123	0,0770	0,0727	
	Formula structurală	$[Si_{3.32}Al_{0.68}][A_{1.77}Fe_{0.16}Mg_{0.09}]Ca_{0.14}K_{0.18}Na_{0.08}O_{10}(OH)_{2.18}$							
6	% greutate	46,70	26,39	4,20	u	4,07	2,87	0,49	
	Nr. ioni şi mol. la 22 valenţe de cationi	3,35	2,30	0,23	—	0,31	0,27	0,07	2,72
	Raport molecular $Al_2O_3=1$	3.0003	1,00	0,1011	—	0,2764	0,1173	0,0305	
	Formula structurală	$[Si_{3.35}Al_{0.65}][Al_{1.65}Fe_{0.23}]Ca_{0.31}K_{0.27}Na_{0.07}O_{10}(OH)_{2.18}$							
7	% greutate	44,32	31,45	1,43	3,17	3,12	2,06	0,66	
	Nr. ioni şi mol. la 22 valenţe de cationi	3,12	2,61	0,07	0,33	0,23	0,18	0,08	2,32
	Raport molecular $Al_2O_3=1$	2,3906	1,00	0,0288	0,2547	0,1802	0,0707	0,0343	
	Formula structurală	$[Si_{3.12}Al_{0.88}][Al_{1.73}Fe_{0.07}Mg_{0.20}]Mg_{0.13}Ca_{0.23}K_{0.18}Na_{0.08}O_{10}(OH)_{2.18}$							
9	% greutate	46,97	26,55	0,66	1,41	1,71	2,95	0,24	
	Nr. ioni şi mol. la 22 valenţe de cationi	3,32	2,22	0,34	0,12	0,13	0,26	0,03	2,49
	Raport molecular $Al_2O_3=1$	2,9835	1,00	0,1589	0,1234	0,1171	0,1201	0,0146	
	Formula structurală	$[Si_{3.32}Al_{0.68}][Al_{1.54}Fe_{0.24}Mg_{0.12}]Ca_{0.13}K_{0.26}Na_{0.03}O_{10}(OH)_{2.18}$							

Tabelul

Rezultatele analizelor

Nr. crt.	Proba nr. 1		Proba nr. 2		Proba nr. 3		Proba nr. 4		Proba nr. 5		Proba nr. 6	
	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
1												
2					s	8,50			s	8,489	s	8,875
3					i	7,68	s	7,425				
4	i	6,708	i	6,710	fi	(7,12)	si	6,746	fs	6,808	s	6,876
5					fs	5,715	fs	5,911	s	5,815		
6												
7					fs	4,841	fs	4,667	fs	4,955	fs	4,852
8	fi	4,426	fs	4,525			fi	4,442			i	4,409
9			fi	4,399	i	4,369						
10	i	4,079			fs	4,069			i	4,102	i	4,008
11	fs	3,750			s	3,694	i	3,875	i	3,734		
12					fi	3,510	fs	3,553			fi	3,579
13	fi	3,452	fi	3,486					s	3,457		
14	fi	3,225	i	3,221	i	3,225	i	3,345	s	3,285	i	3,325
15	fs	3,000							fs	3,046		
16			fs	2,937	s	2,958	fs	2,975	i	2,992		
17			fs	2,827	s	2,824	fs	2,809			fi	2,826
18									i	2,779	s	2,776
19	fs	2,677					fs	2,673	fs	2,660		
20	i	2,547	fi	2,535	fi	2,543	fi	2,555	fs	2,558	fi	2,565
21	fs	2,439			s	2,462					fs	2,489
22	i	2,338	fi	2,341	i	2,324	fi	2,335	fs	2,337	s	2,332
23	fs	2,175	fs	2,183	s	2,161	s	2,178	s	2,195	fs	2,165
24	fs	2,109	fs	2,105	s	2,109	s	2,109	s	2,113	fs	2,113
25									s	2,046		
26	s	1,975	i	1,956	s	1,967	s	1,972	fs	1,957	i	1,998
27	fs	1,884	s	1,868			s	1,886	fs	1,884	s	1,881
28					s	1,831	fs	1,824	i	1,828		
29	fs	1,797			s	1,781	fs	1,784	fs	1,785		
30			fs	1,747					s	1,760	fs	1,760
31									s	1,674	fs	1,683
32	s	1,652	i	1,647	i	1,641	i	1,665	s	1,655	s	1,649
33			i	1,548	fs	1,559			fs	1,557		
34	s	1,536			s	1,532	s	1,536			fs	1,537
35									fs	1,520	fs	1,529
36	fi	1,484	fi	1,485	fi	1,486	fi	1,489	i	1,486	fi	1,485
37	s	1,455	fs	1,460	s	1,455	fs	1,455			s	1,443
38	fs	1,419	s	1,420	s	1,421	s	1,430			s	1,413
39	s	1,362	fs	1,364	fs	1,367	s	1,386				
40					s	1,337	s	1,339			fs	1,337
41	fs	1,318			fs	1,304	fs	1,312				
42	s	1,283	s	1,283	s	1,280	s	1,290			s	1,282
43					fs	1,264	fs	1,267				
44	fs	1,257	fs	1,259								
45							s	1,241			s	1,242
46	fs	1,235	s	1,234	s	1,235						
47	s	1,219	fs	1,225								
48	fs	1,178									fs	1,197

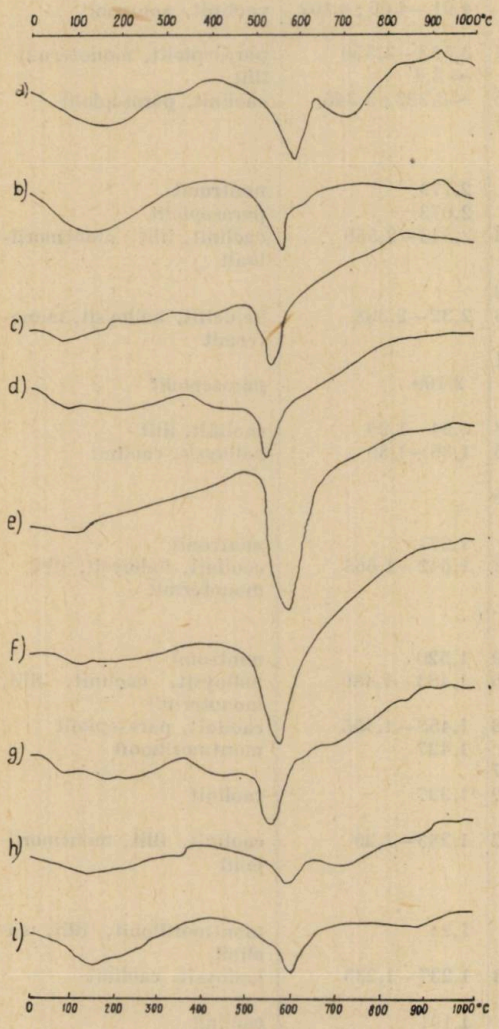
nr. 4
roentgenografice

Proba nr. 7		Proba nr. 8		Proba nr. 9		Liniile caracteristice imp.	Mineralele corespunzătoare
I	d/n	I	d/n	I	d/n		
fs	9,684	fs	9,334			~9,6	halloysit
				fs	8,880	8,8	halloysit
i	7,564	i	7,456			7,14—7,78	caolinit, montmorillonit
fi	6,776	i	6,649	s	6,720	6,14—6,7	montmorillonit, illit
		fs	5,843			~5,815	nontronit
fs	5,272			fs	5,100		
fs	4,818						
		i	4,436			4,42—4,47	illit, montmorillonit, beidellit
i	4,394			i	4,393		
						4,01—4,05; 4,102	caolinit, nontronit
s	3,804						
		fi	3,559	i	3,574	3,553—3,559	parasepiolit, monotermit
fi	3,470					~ 3,4	illit
		fi	3,215	i	3,235	~3,223; 3,345	caolinit, parasepiolit
i	3,109			fs	3,051		
s	2,998	fs	2,958				
fs	2,808						
		fs	2,783			2,779	nontronit
						2,673	parasepiolit
fi	2,573	fi	2,551	i	2,543	2,543—2,559	caolinit, illit, montmorillonit
				fs	2,403		
fi	2,342	i	2,323	i	2,313	2,32—2,338	beidellit, halloysit, monotermit
fs	2,178	fs	2,174	fs	2,161		
		fs	2,129			2,109	parasepiolit
fs	2,015						
fi	1,987	i	1,980	i	1,998	1,94—1,99	caolinit, illit
fs	1,892	s	1,868	fs	1,845	1,86—1,89	halloysit, caolinit
fs	1,831						
fi	1,778	s	1,797	fs	1,778		
fi	1,689					1,674	nontronit
		i	1,648	i	1,642	1,642—1,665	caolinit, halloysit, illit, monotermit
s	1,534						
		s	1,529	fs	1,529	1,520	nontronit
fi	1,486	fi	1,489	i	1,486	1,483—1,489	halloysit, caolinit, illit, monotermit
s	1,459	fs	1,454	fs	1,448	1,453—1,455	caolinit, parasepiolit
s	1,426	fs	1,429			1,427	montmorillonit
s	1,385	s	1,373	fs	1,367		
s	1,338	s	1,341	fs	1,329	1,337	caolinit
s	1,318						
				s	1,287	1,283—1,29	caolinit, illit, montmorillonit
		s	1,244			1,24	montmorillonit, illit, caolinit
				s	1,238	1,237—1,235	halloysit, caolinit
		s	1,215				
						1,191	caolinit

semnalăm faptul că în argilele refractare de culoare mai deschisă predomină mineralele caolinit şi pirofilit-illit (probele 1, 6 şi 7), iar în cele mai închise beidellitul (probele 3 şi 9).

Cantitatea ridicată de K_2O este un indiciu pentru prezenţa micei, însă prin alterare cantitatea în acest element se micşorează considerabil; datorită acestui fapt am procedat la calcularea formulei structurale a mineralelor din argilele refractare (tabelul nr. 3).

În cadrul formulei structurale a mineralelor din fracţiunile argiloase se observă înlocuiri ionice, atît în stratul tetraedric, cît şi în cel octaedric. Sarcinile negative nesatisfăcute sînt compensate de sarcinile pozitive ale cationilor de schimb Ca^{+2}, K^+ şi Na^+. Formulele structurale ne conduc la concluzia că fracţiunile argiloase conţin cantităţi mai mari de minerale din grupa montmorillonitului şi pirofilitului.



Analizele röentgenografice au fost efectuate prin metoda pulberilor, diametrul camerei 57 mm, aticatoda de Co, filtrul de Fe, 6 mA, 5kW, timpul expunerii 8 ore (tabelul nr. 4).

În urma studiului rezultatelor obţinute din aceste analize reţinem faptul că nu există deosebiri marcante, în toate probele fiind prezente minerale din grupele montmorillonitului, caolinitului, halloysitului şi pirofilitului. Deosebiri apar însă în privinţa repartiţiei cantitative a acestor minerale (în baza liniilor de ordin inferior şi superior mai evidente), în funcţie de sectoare şi varietatea argilei analizate. Ultimele două coloane ale tabelului reprezintă liniile caracteristice mai importante şi mineralele argiloase corespunzătoare.

În sectorul *Recea* se evidenţiază liniile hidromicei (illit) ca mineral principal (de fond), pentru probele 1 şi 2, şi cele ale caolinitului şi halloysitului pentru proba 3.

În sectorul *Dealul Simionului* sînt mai evidente liniile montmorillonitului în proba 4 şi beidel-

Fig. 2. — Diagramele termodiferenţiale ale argilelor refractare :

a, b, c : sectorul Recea ; d, e, f : sectorul Dealul Simionului ; g, h : sectorul Banlaca ; i : sectorul Dumbrava.

litului în proba 6, iar în proba 5 cele ale caolinitului şi illitului. Ca mineral însoţitor apare nontronitul în proba 5 (cu d/n în jur de 5,815, 4,102, 2,779, 1,674, 1,520) şi parasepiolitul în proba 4 (cu d/n în jur de 3,553, 3,345, 2,673, 2,550, 2,109, 1,455).

În sectorul *Banlaca*, în cele două probe, sînt prezente caolinitul şi halloysitul în proba 7 şi montmorillonitul, alături de beidellit, în proba 8. Monotermitul prezent în proba 8 (cu d/n în jur de 3,559, 2,233, 1,648, 1,489) reconfirmă prezenţa lui în sectorul Banlaca, semnalată de noi într-o lucrare anterioară (I. Treiber şi I. Bedelean, 1967).

În sectorul *Dumbrava*, mineralele argiloase mai evidente sînt : illitul, beidellitul şi halloyisitul.

Analizele termodiferenţiale, redate grafic în termograme, atestă prezenţa unui amestec de minerale argiloase (beidellit şi illit), cu efecte endoterme între 100 şi 150°C, la fel între 550 şi 600°C (fig. 2).

În diagramele a şi b (sectorul Recea), caolinitul este prezent prin efectul exoterm (peste 900°C) în cantitate determinabilă prin această metodă. De asemenea, în diagramele a (Recea), g (Banlaca) şi b (Dumbrava) efectul endoterm în jur de 700°C presupune o oarecare cantitate de montmorillonit determinabil.

Analizele electronomicroscopice ale celor nouă probe confirmă observaţiile obţinute din celelalte analize. Imaginile fotografice reprezintă un amestec de minerale argiloase, cu figuri ce redau particule izometrice colţuroase, netransparente sau semitransparente, cu contururi nete, indicînd prezenţa illitului. Agregatele formate din particule subţiri, netransparente sau semitransparente, cu contururi şterse (în formă de nori), indică minerale din grupa montmorillonitului, iar particulele hexagonale reprezintă minerale din grupa caolinitului. În probele 3, 5, 7 şi 9 apar particule alungite în formă de bastonaşe, caracteristice nontronitului şi halloysitului (planşa I şi II, foto 1—8).

CONCLUZII

Rezultatele analizelor efectuate din fracţiunile argiloase a nouă probe de argile refractare, colectate din patru sectoare ale exploatării Şuncuiuş, ne conduc la concluzia că din punct de vedere al compoziţiei mineralogice nu există deosebiri apreciabile între acestea. Compoziţia mineralogică este caracterizată prin prezenţa mineralelor din grupa montmorillonitului (beidellit), pirofilitului (illit) şi caolinitului (caolinit). Deosebiri există numai în ceea ce priveşte proporţia acestor minerale în probele studiate.

În sectorul Recea, alături de beidellit şi illit, apar şi alte minerale (caolinit şi montmorillonit) în cantităţi determinabile.

În sectorul Dealul Simionului, alături de montmorillonit, beidellit, illit şi caolinit, mai apar nontronit şi parasepiolit.

În sectorul Banlaca, pe lîngă illit, beidellit, caolinit şi montmorillonit, se întîlneşte şi monotermitul.

În sectorul Dumbrava, halloysitul apare alături de illit şi beidellit.

Conchidem deci că în fracţiunile fine ale argilelor refractare de la Şuncuiuş mineralele principale prezente în toate probele sînt illitul şi beidellitul, într-o măsură oarecare şi caolinitul, alături de care pot să apară în cantităţi determinabile : montmorillonit, nontronit,h alloysit, parasepiolit şi monotermit.

MINERALOGICAL STUDY OF REFRACTORY CLAYS IN THE DISTRICT OF ŞUNCUIUŞ

ABSTRACT

The fractions < 0.001 mm, isolated from nine varieties of refractory clays, derived from four exploitation districts of Şuncuiuş (Recea, Dealul Simion, Banlaca, Dumbrava), were analysed by chemical, roentgenographical, thermodifferential and electron microscopical methods.

It was established that all these fractions contain predominantly clay minerals from the group of pyrophyllite (illite) and from the group of kaolinite (kaolinite). Beside these minerals, there appeared as accessory minerals, montmmorillonite, halloysite, parasepiolite, nontronite and monothermite, in various proportions, but in identifiable quantities.

BIBLIOGRAFIE

Grim R. E. (1953), *Clay mineralogy*, McGraw-Hill series în Geology, New York — London — Toronto.

Grinsburg I. I. (1957), *Blijaisie zadaci pri resenii vajneşih problem mineralogii glim*, Sb. Mater. soveşania po ispolsovaniu glin, Lvov.

Kráutner Th. (1941), *Études géologiques dans la Pădurea Craiului*, C. R. Inst. géol. Roum., **XXV**.

Liamina A. N., Roşcova E. V. (1949), *K mineraloghii ceasoviarskoi glint*, Tr. V.I.M.C. nov. ser., *1*.

Patrulius D. (1956), *Contribuţiuni la studiul geologic al Pădurii Craiului*, D.S. Com. geol., **XL**.

Paliuc S. (1958), *Contribuţii la studiul depozitelor mezozoice din Remeţi Pădurea Craiului*, Anal. Univ. Bucureşti, *17*.

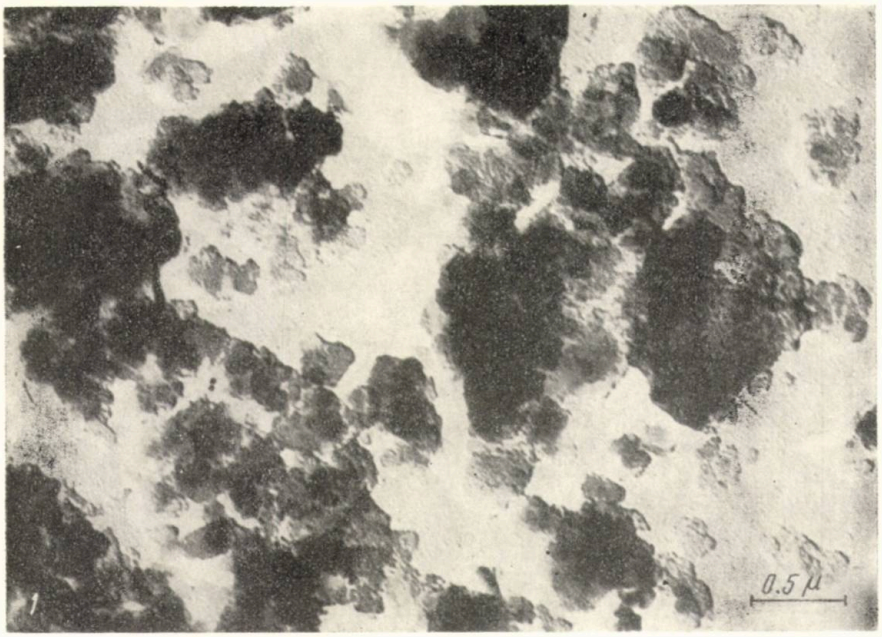
Răileanu Gr. (1956), *Cercetări geologice în regiunea Roşia (Munţii Pădurea Craiului)*, Anal. Univ. Bucureşti, *12*.

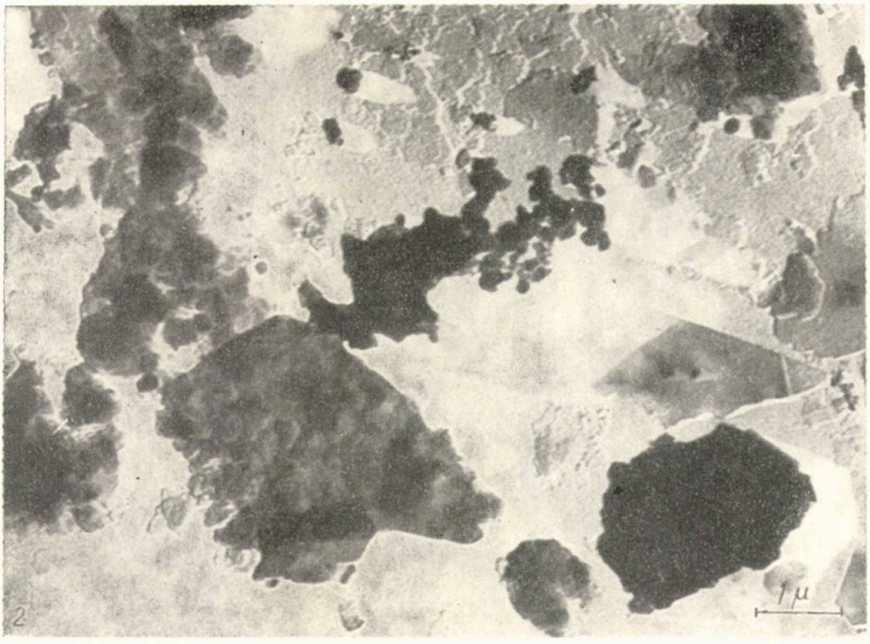
Strunz H. (1966), *Mineralogische Tabellen*, Akad. Verlag., Geest-Portig K. — G., Leipzig.

Treiber I., Bedelean I. (1967), *Contribuţii la studiul mineralogic al argilelor refractare de la Şuncuiuş, regiunea Crişana*, St. cerc. geol., geof., geogr., seria geol., **12**, *2*.

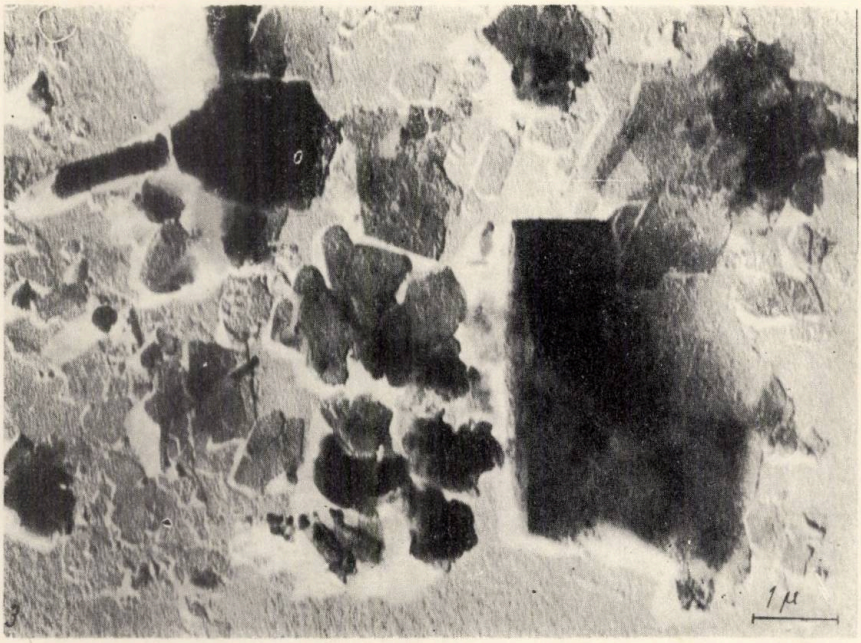
Primit la redacţie
la 13 octombrie 1967

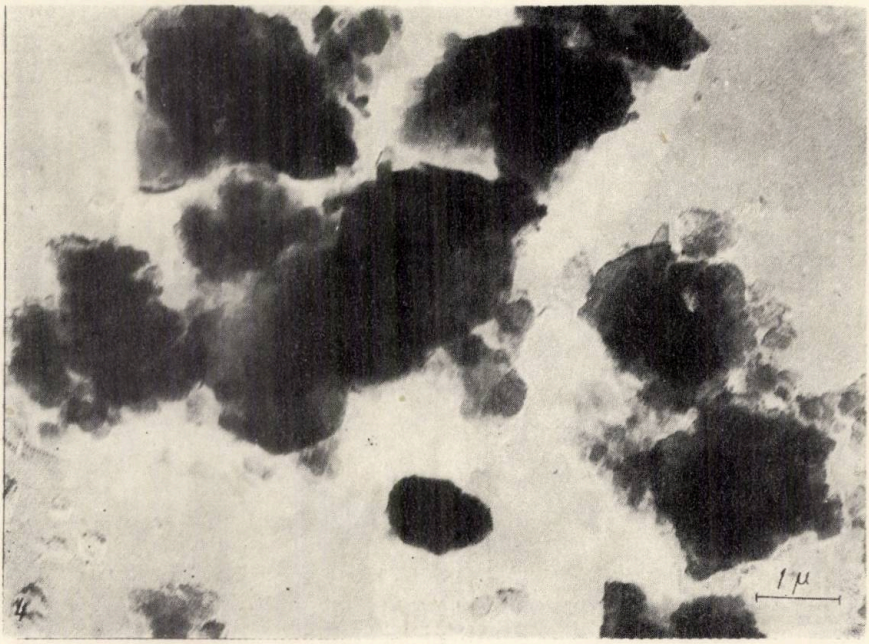
Universitatea „Babeş-Bolyai" Cluj
Facultatea de ştiinţe
naturale şi geografie

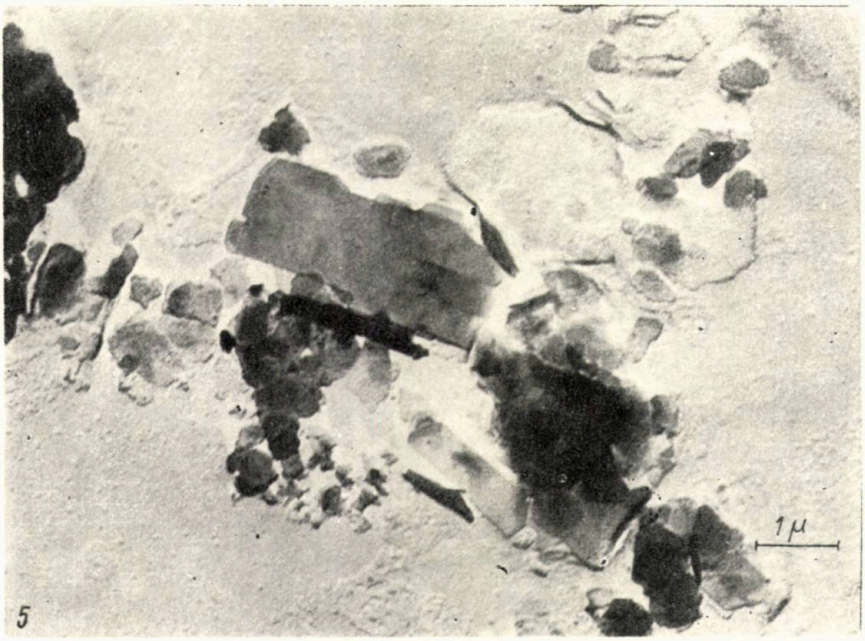


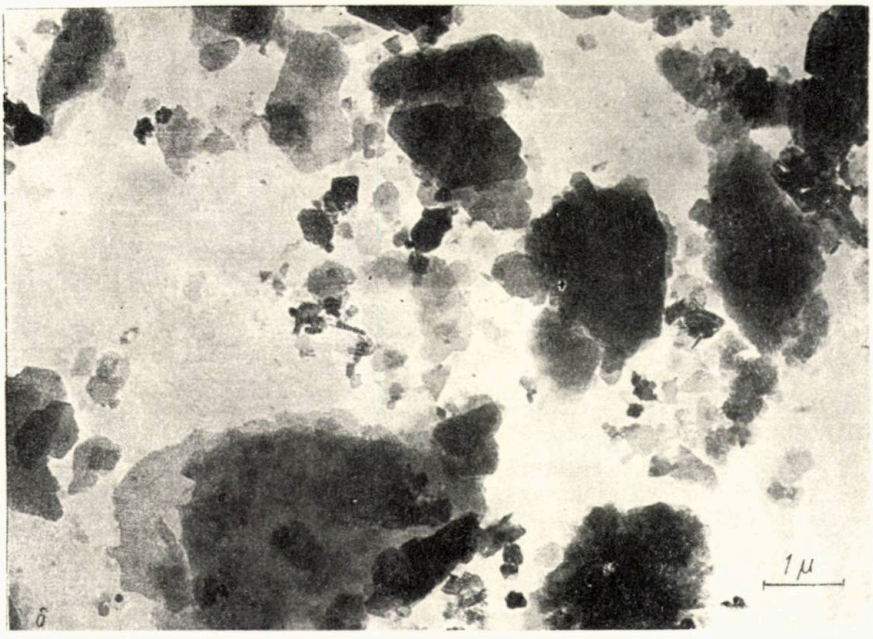


Fotografii electronomicroscopice, fracțiunea fină sub 0,001 mm; foto 1 = proba 2 (Recea); foto 2 și 3 = proba 3 (Recea); foto 4 = proba 4 (Dealul Simionului).

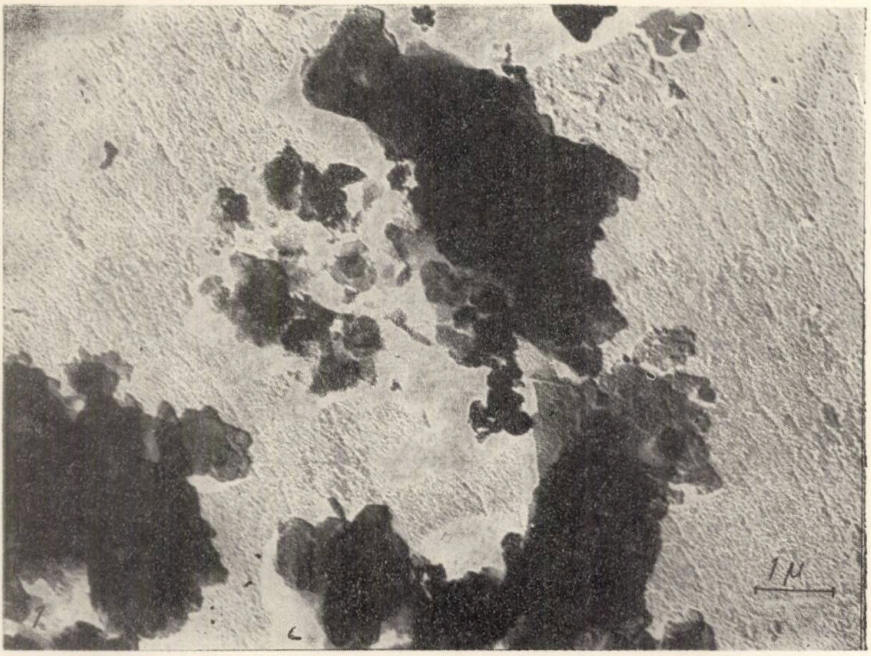

1 μ

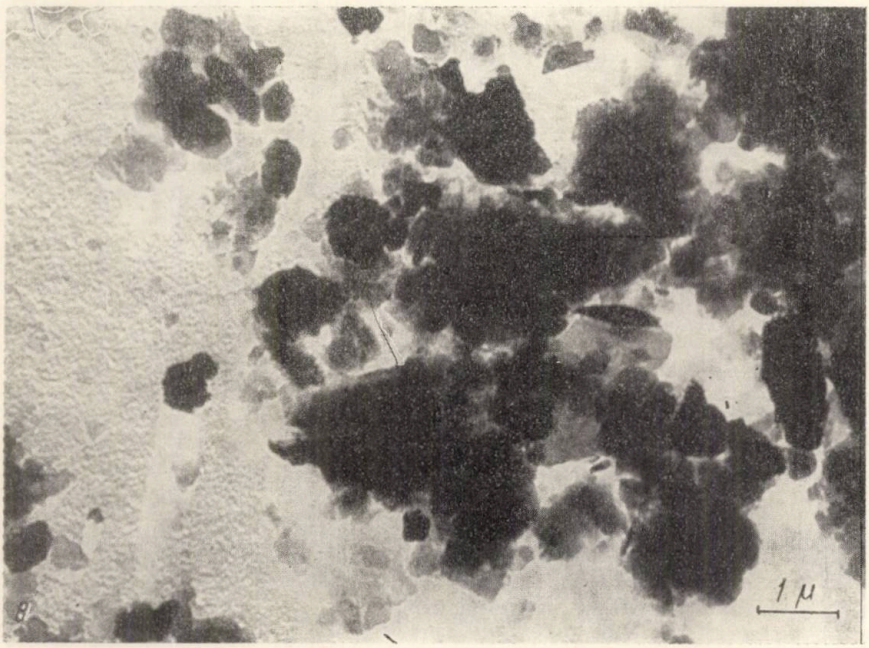

1 μ





Fotografii electronomicroscopice, fracțiunea fină sub 0,0001 mm : foto 5 și 6 = proba 6 (Dealul Simionului); foto 7 = proba 7 (Banlaca); foto 8 = proba 9 (Dumbrava).


1 μ


1 μ

PREZENȚA ILVAITULUI ÎN SKARNELE DE LA DOGNECEA

DE

ȘERBAN VLAD

55(05)

Ilvaitul apare destul de rar în natură, deși în componența sa participă elemente dintre cele mai răspîndite în scoarță (O, Si, Ca, Fe, Mn). Acest mineral a fost semnalat, mai frecvent, în skarne cu piroxeni sau cu granați și, uneori, în gabrouri (P. Ramdohr, 1960; L. R. Wager, E. A. Vincent, A. A. Smales, 1957), în granofire (G. Hotz, 1953), în zăcăminte de Co—Ni de afiliație magmatică (A. D. Genchin, 1953; G. I. Gorbunov, N. A. Cornilov, 1954; P. Antun, A. El. Goresy, P. Ramdohr, 1963).

Ilvaitul de la Dognecea se prezintă sub formă de benzi, plaje sau cuiburi — asociat cu cuarțul și, uneori, cu magnetitul —, ca produs de transformare al Mn-hedenbergitului din zona externă de skarne, sau constituie o zonă monominerală, bine individualizată, localizată la contactul dintre depozitele carbonatice mezozoice și piroxenite (Ș. Vlad, 1968) [1].

În mod obișnuit, ilvaitul apare ca mase compacte și agregate cristaloblastice. Masele compacte, însoțite uneori de mici cristale columnare ce nu depășesc 1 cm în lungime și 3 mm în lățime, sînt caracteristice mai ales ocurenței ilvaitului în cadrul zonei cu hedenbergit și Mn-hedenbergit. Zona cu ilvait de la contactul cu calcarele este constituită dintr-un agregat granular cu o grosime de 2—4 cm către limita cu piroxenitele și din metacristale cu habitus prismatic, de dimensiuni variabile, avînd o lungime maximă de 8 cm și o lățime maximă de 3 cm, în partea dinspre calcare.

Morfologic, ilvaitul de la Dognecea se caracterizează prin predominanța fețelor de prismă rombică (110), acoperite cu striuri verticale, asociate uneori cu fețele (010), (111), (101).

---

[1] Ș. Vlad (1968), *Studiul mineralogic al skarnelor cu mineralizații polimetalice de la Dognecea*, raport de activitate pe anul 1967, Arh. Inst. geol. geogr.

St. și cerc. de geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 14, nr. 2, p. 547—551, București, 1969

Mineralul are o culoare neagră, cu luciu sticlos sau adamantin pe feţe şi gras în spărtură.

La microscop se remarcă cristaloblaste cu contururi idiomorfe şi hipidiomorfe sau plaje neregulate. În secţiune subţire, ilvaitul este în general opac; zonele translucide au o culoare brun-roşcată şi, în aceste cazuri, se poate observa un pleocroism puternic, cu absorbţie maximă în direcţia paralelă cu alungirea; extincţia este dreaptă şi birefringenţa foarte puternică, mascată de culoarea proprie a mineralului. În secţiune şlefuită, mineralul prezintă o capacitate de reflexie scăzută, ceva mai ridicată decît a Mn-hedenbergitului şi a cuarţului. Se şlefuieşte bine şi este colorat în cenuşiu mat, cu o slabă tentă roz. Pleocroismul de reflexie este puternic şi uşor de recunoscut, de la albăstrui-cenuşiu la cenuşiu-roz. Efectele de anizotropie sînt foarte puternice, în culori purpurii sau portocalii roşcate.

Duritatea medie este de 811 kg/mm² (6 în scara lui Mohs), iar greutatea specifică 3,91[2]. Pulberea fină de ilvait nu este atrasă de magnet.

Studiul difracţiei razelor X a fost efectuat prin trei diagrame în pulbere, două cu ilvait şi NaCl şi una numai cu ilvait (diametrul camerei 57,56 mm; radiaţie de fier fără filtru; 31 kW/18 mA; 220 V; expunere 20 ore; măsurarea distanţelor cu comparatorul IZA—2 şi a intensităţilor cu microfotometrul MF—4; au fost eliminate kβ; măsurarea distanţelor interreticulare $\frac{d\alpha}{n}$ în kX), rezultatele obţinute fiind înscrise în tabelul nr. 1.

Tabelul nr. 1

Distanţele interreticulare şi intensităţile relative ale ilvaitului de la Dognecea, obţinute în urma studiului difracţiei razelor X*

Nr. crt.	$\frac{d\alpha}{n}$	I	Nr. crt.	$\frac{d\alpha}{n}$	I	Nr. crt.	$\frac{d\alpha}{n}$	I
1	3,792	9	12	2,383	20	23	1,623	61
2	3,352	9	13	2,317	21	24	1,557	18
3	3,258	12	14	2,152	66	25	1,543	5
4	3,213	15	15	2,098	70	26	1,522	15
5	3,128	5	16	1,952	55	27	1,493	20
6	2,967	2	17	1,940	19	28	1,468	25
7	2,904	7	18	1,890	33	29	1,456	31
8	2,815	100	19	1,825	15	30	1,426	13
9	2,677	100	20	1,745	27	31	1,360	6
10	2,484	5	21	1,709	31	32	1,315	2
11	2,422	60	22	1,670	36	33	1,274	12

Rezultatele obţinute în urma studiului difracţiei razelor X pentru ilvaitul de la Dognecea sînt similare cu cele efectuate asupra ilvaitului de la Tîrniauz (A. D. Calenov, S. V. Iacovleva, 1966).

* Analist Gh. Neacşu.

Compoziţia chimică a ilvaitului de la Dognecea se caracterizează printr-un conţinut destul de ridicat de MnO (8,30%), ceea ce ar corespunde unui Mn-ilvait (tabelul nr. 2).

[2] Duritatea a fost determinată cu microdurimetrul PMT—3, iar greutatea specifică cu picnometrul Gintl.

Analizînd relaţiile ilvaitului cu celelalte minerale asociate spaţial, au fost evidenţiate următoarele situaţii :

— ilvaitul substituie Mn-hedenbergitul, insinuîndu-se în lungul prismelor sau dezvoltîndu-se ca plaje cu contururi neregulate, în care se observă rare relicte de piroxeni ;

— este frecventă parageneza ilvait + cuarţ, reprezentînd o asociaţie de minerale formate aproape simultan ;

Tabelul nr. 2

Analiza chimică a ilvaitului *

SiO_2	28,89
Al_2O_3	2,31
F_2O_3	20,18
FeO	24,32
MnO	8,30
MgO	0,54
CaO	13,70
TiO_2	0,04
H_2O^+	2,07
Total	100,35

Cationi pentru 9 (O,OH)

Si	1,94	2
Al	0,06	
Al	0,12	1,14
Fe^{3+}	1.02	
Fe^{2+}	1,36	1,88
Mn	0,47	
Mg	0,05	
Ca	0,98	
OH	0,93	

Formula structurală : $Ca_{0.98}\ (Fe^{2+}_{1,36}\ Mn_{0.47}\ Mg_{0.05})_{1.88}\ (Fe^{3+}_{1,02}\ Al_{0.12})_{1.14}\ [(OH_{0.93})O]\ [(Si_{1.94}\ A_{0.06})_2O_7]$.

* Analist : Cecilia Vasiliu.

— magnetitul, pirita, pirotina, calcopirita, blenda, galena dintre mineralele metalice şi epidotul, amfibolul, calcitul dintre cele nemetalice sînt posterioare apariţiei ilvaitului. În acest caz au fost sesizate mai multe aspecte : a) relaţii de substituţie a ilvaitului de către magnetit (s-au remarcat însă şi relaţii mutuale — „mutual boundaries" — între cele două minerale, fapt ce atestă că momentele lor de apariţie sînt destul de apropiate în timp) şi de către pirită (se observă în unele cazuri relicte de ilvait în metacristalele de pirită) ; b) ilvaitul este străbătut de vinişoare de magnetit, pirită, pirotină (sau produsele de descompunere ale acesteia : magnetit + pirită, marcasită), blendă, galenă, epidot şi calcit ; c) metacristalele de ilvait sînt mulate de magnetit, pirită, pirotină, calcopirită, blendă, galenă, epidot, cuarţ, calcit, iar în interstiţiile dintre aceste cristaloblaste se depun amfiboli, calcit şi, mai rar, cuarţ.

Geneza ilvaitului de la Dognecea poate fi explicată prin două procese :

— ilvaitul, asociat spaţial cu piroxenitele, s-a format datorită interacţiunii dintre fluidele hidrotermale ferifere şi Mn-hedenbergitul ; pe

lîngă Fe^{2+} şi Mn^{2+} preexistenţi, se observă un aport de Fe^{2+} şi Fe^{3+} care a contribuit la apariţia ilvaitului şi, apoi, a magnetitului;

— în zona cu ilvait, localizată la contactul cu rocile carbonatice, geneza acestuia este pusă pe seama reacţiei dintre palasomul carbonatic şi fluidele ferifere ce au descompus Mn-hedenbergitul, remobilizîndu-i componenţii.

THE OCCURRENCE OF ILVAITE IN THE SKARNS FROM DOGNECEA (BANAT)

ABSTRACT

Ilvaite was found at Dognecea (Banat) as substitution-product of Mn-hedenbergite in the outer skarn-zone and as a thin zone at the contact between carbonate deposits and pyroxenic skarns.

Ilvaite occurs as massive, granular and, sometimes, prismatic metacrystals with maximum length 8 cm. The main optical properties on polished surface are the intense pleochroism from bluish-gray to gray-pinkish and the strong anisotropy; H = 811 kg/mm²; D = 3.91; its chemistry is marked by the sufficiently high content of MnO (8.30%), corresponding to the variety called Mn-ilvaite.

The genesis of ilvaite from Dognecea (Banat) requests:

— the reaction between hydrothermal iron-bearing fluids and Mn-hedenbergite; in addition to pre-existent Fe^{2+} and Mn^{2+}, the introduction of Fe^{2+} and Fe^{+3} allowed the formation of ilvaite and, afterwards, of magnetite;

— the reaction between the calcareous palasome and iron-bearing fluids which decomposed Mn-hedenbergite and removed its compounds at the contact zone of skarns and carbonate deposits.

BIBLIOGRAFIE

Antun P., El. Goresy A., Ramdohr P. (1966), *Ein neuartiger Typ „hydrothermaler" Cu — Ni Lagerstätten mit Bemerkungen über die Mineralien: Valleriit, Mackinawit, Oregonit*, Min. Dep. *1*, 113—321.

Badalov S.T., Golovanov I. M. (1963), *Sravnitelnaia mineralogogheneticeskaia haracteristica ilvaita*, Uzb. gheol. jurnal, *6*.

Calenov A. D., Iacovleva S. V. (1966), *Ilvaiti Tirniauzkovo rudnovo polia*, Zap. vses. Min. obs. seria 2, fasc. *6*, partea 25.

Genchin A. D. (1953), *Ob ilvaite iz mestorojdenii medno-nikelevih sulfidih*, Zap. vses. Min. obs., seria 2, *82*, 138—140.

Gorbunov G. I., Cornilov N. A. (1954), *O novoi nahodke ilvaita v medno-nikelevih sulfidnih rudah*, Ak. Nauk. SSSR. Docl., *94*, 323—325.

Machairas G., Blais R. (1966), *La transformation de l'hédenbergite manganésifère en ilvaite dans les sulfures de cuivre et de zinc de la région de Noranda (Quebec)*, Bul. Soc. Fr. Min. Crist., *89*, 372—376.

Ramdohr P. (1960), *Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen* Berlin, Ak. Verlag.

Steyn J. G. D. (1962), *The mineralogy of the more important tinbearing pipes on Stavoren*, South Africa Geol. Surv. Mem., *51*.

VLAD Ş. (1969), *Contribuţii la cunoaşterea skarnelor de la Dognecea (Banat)*, St. cerc. geol. geof., geogr., seria geol., **14**, *1*.

WAGER L. R., VINCENT E. A.., SMALES A. A. (1957), *Sulphides in the Skaergaard Intrusion*, Ec. Geol., *52*, 855—904.

Primit în redacţie
la 3 iulie 1968

Institutul de geologie şi geografie
al
Academiei Republicii Socialiste România

DESPRE GROSIMEA CUATERNARULUI DIN PARTEA EXTRACARPATICĂ A CURBURII CARPAȚILOR ORIENTALI

DE

E. LITEANU şi M. FERU

55 (05)

Cercetătorii din trecut ai zonei de curbură a Carpaților Orientali au atribuit cuaternarului numai depozitele acoperitoare, tinere (în general depozitele aluvionare, deluviale şi proluviale).

Într-adevăr, în lucrările privitoare la această regiune, chiar şi la cercetătorii mai noi (St. Mateescu, 1927; R. Ciocîrdel, 1949; N. Macarovici, 1962) se precizează că grosimea cuaternarului nu depăşeşte 30—40 m.

Pe interfluviul Buzău — Rîmnicu-Sărat, la care ne referim, autorii din trecut au raportat levantinului depozitele care iau parte la alcătuirea zonei colinare dinspre contactul morfologic cu cîmpia în care au separat un orizont inferior predominant argilos (argilele cu *Helix*) şi un orizont superior, psefitic-stratele de Cîndeşti.

Un prim pas către recunoaşterea rolului important pe care îl au depozitele cuaternare din acest ţinut îl reprezintă apariţia hărţii geologice, foaia Buzău, scara 1 :100 000, editată de Institutul geologic al Comitetului de Stat al Geologiei în anul 1959, sub redactarea lui N. Dragoş, pe care stratele de Cîndeşti, considerate ca depăşind 600 m grosime, sînt repartizate unui interval de tranziţie levantin superior-pleistocen inferior.

În cadrul lucrărilor de stratigrafie a cuaternarului întreprinse de E. Liteanu şi colab. (1968) în zona Pleşcoi — Buzău, s-a stabilit existenţa unui nou criteriu paleontologic pentru fixarea limitei cuaternar — terţiar. În această zonă se constată că peste depozitele levantine caracterizate prin zona cu *Unio lenticularis* Sabba, aparţinînd nivelului cel mai înalt al terţiarului, urmează o succesiune de depozite predominant fine — argile, marne, nisipuri argiloase — cu un bogat conţinut de moluşte fosile, reprezentat prin specii marine salmastre, frecvente în acceagîlianul su-

St. şi cerc. de geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 14, nr. 2, p. 553—556, Bucureşti, 1969

perior — apşeronian, ce alternează cu nivele de moluşte de apă dulce. Aceste depozite fine, cu un conţinut paleontologic caracteristic, denumite „strate de Pleşcoi", avînd o grosime de circa 150 m, au fost atribuite de autorii citaţi bazei cuaternarului.

La rîndul lor, stratele de Pleşcoi sînt acoperite de stratele de Cîndeşti, care în zona Pleşcoi au o grosime de circa 500 m şi se îngroaşă treptat către sud-est, pînă la o grosime de aproximativ 1 000 m, unde se presupune că ele includ şi stratele de Frăteşti, de care însă nu pot fi separate pe criterii litologice [1].

Trebuie să subliniem faptul că în trecut (E. Liteanu, 1961) limita cuaternar — terţiar din Depresiunea Valahă era reprezentată prin contactul dintre depozitele psefitice cunoscute sub denumirea de strate de Cîndeşti şi argilele cu *Unio lenticularis* Sabba, de vîrstă levantină.

În zona Pleşcoi, după cum am arătat, se constată intercalarea între depozitele înainte menţionate a unui orizont caracteristic din punct de vedere paleontologic, atribuit villafranchianului bazal, constituind astfel un criteriu precis pentru delimitarea pliocenului de pleistocen.

Extinzînd cercetările noastre către nord, în zona cursului mijlociu şi inferior al Cîlnăului, am constatat că depozitele villafranchiene, reprezentate prin stratele de Cîndeşti, au şi aici o largă extensiune, cu remarca că granulometria lor scade treptat dinspre sud către nord pînă la pietrişuri mărunte şi nisipuri, iar intercalaţiile argiloase care separă nivelele psefitice dinspre baza stratelor de Cîndeşti devin precumpănitoare.

În interfluviul Cîlnău — Rîmnic, stratele de Cîndeşti îşi schimbă complet faciesul, trecînd către partea inferioară la pachete groase de argile, acoperite de nisipuri fine, argiloase, cu intercalaţii lenticulare de pietrişuri mărunte.

În partea sudică a acestui interfluviu, cuprinsă între Dealul Baba şi şoseaua naţională Buzău — Rîmnicu-Sărat, se constată că termenul final al pleistocenului inferior — st. prestianul (strate de Frăteşti) este reprezentat prin pietrişuri şi bolovănişuri, uneori cimentate sub formă de conglomerate, ce nu depăşesc 100 m grosime, care sînt depuse concordant peste stratele de Cîndeşti, fiind deci evident mai tinere decît acestea.

Dacă se urmăresc formaţiunile care apar la zi începînd din zona contactului morfologic dintre coline şi cîmpie, de-a lungul văilor Cîlnău şi Rîmnicu-Sărat, se constată în primul rînd apariţia stratelor de Frăteşti, care, datorită faptului că se prezintă predominant sub formă de conglomerate, formează cotele cele mai ridicate din interfluviul Cîlnău — Rîmnicu-Sărat.

Sub aceste depozite psefitice începe să afloreze în amonte villafranchianul, reprezentat prin nisipuri fine cu intercalaţii de argile şi apoi pachete groase de argile cu intercalaţii subţiri de nisipuri. Acest complex

[1] E. Liteanu, M. Feru, I. Andreescu şi T. Bandrabur, *Cercetări geologice în regiunea Buzău la contactul morfologic al colinelor cu cîmpia*, sub tipar.

litologic, clar vizibil între localitățile Băbeni și Dumitrești, a fost atribuit în trecut levantinului în faciesul argilelor cu *Helix*.

În dreptul comunei Dumitrești, pe versanții văilor Rîmnicul-Sărat și Motnău, se constată prezența sub argilele aparținînd villafranchianului a unui orizont conținînd o faună de moluște fosile, în general analogă cu cea descrisă la Pleșcoi (E. Liteanu și colab., 1968).

Din cercetarea profilului pe valea Rîmnicului Sărat între Dumitrești și Chiojdeni s-a pus în evidență prezența levantinului, caracterizat prin zona paleontologică cu *Unio lenticularis* Sabba.

În consecință, trebuie să admitem că limita terțiar — cuaternar este pusă în evidență la Dumitrești prin prezența stratelor de Pleșcoi, iar întreaga succesiune de depozite atribuite în trecut argilei cu *Helix*, precum și depozitele superioare acesteia, revin cuaternarului.

Ținînd seama că totalitatea formațiunilor cuaternare din zona cercetată de noi este dispusă într-un monoclin ale cărui înclinări variază între 30° la Dumitrești și 3 — 5° la Topliceni, ne-a reieșit din calcul că depozitele de vîrstă cuaternară ar putea atinge la nord de Rîmnicu-Sărat grosimea de 3 000 m.

Din cercetările întreprinse la nord de localitatea Dumitrești de I. Andreescu [2] s-a stabilit că orizontul reper cu conținutul paleontologic înainte precizat, și care marchează limita cuaternar — terțiar, a fost stabilit în mai multe puncte din bazinul văii Rîmna. Această constatare confirmă grosimea depozitelor cuaternare stabilită de noi.

De asemenea prin cercetările geofizice întreprinse de Ministerul Petrolului [3] s-a ajuns la concluzia că în zona de maximă coborîre a depresiunii precarpatice, care s-ar situa în dreptul zonei Focșani, depozitele cuaternare ating grosimi foarte mari, apreciindu-se „numai pentru stratele de Cîndești o grosime de 3 000—4 000 m".

CONCLUZII

Din cele expuse reiese că zona de contact morfologic dintre cîmpie și coline din dreptul curburii Carpaților a fost afectată în timpul pleistocenului inferior de un intens proces de subsidență, care a generat depunerea unor sedimente avînd o grosime de peste 3 000 m. Ca o consecință a acestui proces, pe anumite zone din această regiune a avut loc o schimbare a faciesului depozitelor psefitice aparținînd stratelor de Cîndești într-un facies predominant pelitic.

---

[2] Comunicare verbală.

[3] I. Cristian, Alexandra Brașoveanu, Silvia Ștefănescu, *Raport final asupra prospecțiunilor seismice executate în regiunea Buzău — Ajud*, Arh. Comitetului de Stat al Geologiei, 1964.

În consecinţă, ţinem să subliniem că depozitele din bazinul Rîmnicului Sărat, atribuite în trecut levantinului reprezentat prin argilele cu *Helix*, aparţin în fapt stratelor de Cîndeşti de vîrstă villafranchiană.

De asemenea, depozitele psefitice din zona Rîmnicu-Sărat — Topliceni — Dealul Baba, repartizate în trecut stratelor de Cîndeşti, trebuie să fie în prezent raportate, pe criterii geometrice, stratelor de Frăteşti.

SUR L'ÉPAISSEUR DU QUATERNAIRE DE LA PARTIE EXTRA-CARPATIQUE DE LA COURBURE DES CARPATES ORIENTALES

RÉSUMÉ

Dans le passé, la zone des collines de la courbure des Carpates orientales était rapportée exclusivement au Mio-Pliocène. Les recherches récentes ont été effectuées selon un nouveau critérium pour préciser la présence des dépôts quaternaires d'une épaisseur qui dépasse 3000 m.

Ainsi, les dépôts du basin de la région de Rîmnicul Sărat, qui dans le passé étaient attribués au Levantin représenté par des argiles à Helix, appartiennent, d'après les auteurs, aux couches de Cîndeşti, d'âge villafranchien, tandis que les dépôts pséphitiques de la même région, rapportés autrefois, aux couches de Cîndeşti, appartiennent au Saint-Prestien, des couches de Frăteşti.

BIBLIOGRAFIE

Ciocîrdel R. (1949), *Regiunea petroliferă Berca — Beciu — Arbănaşu*, Com. geol., St. tehn. eco n. Seria A, *4*.

— (1950), *Le Néogène de la partie méridionale du département de Putna*, An. Inst. geol. Rom., **XXIII** (1944).

Liteanu E. (1961), *Despre limita cuaternar-terţiar din Depresiunea Valahă*, Inst. Geol., St. tehn. econ., Seria E, *5*.

Liteanu E., Roşculescu Ecaterina, Feru M. şi Andreescu I. (1968), *Succesiunile litologice şi fauna de moluşte fosile care caracterizează limita pleistocen-pliocen în zona Pleşcoi (valea Buzăului)*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **13**, *2*.

MACAROVICI N. (1962), *Asupra geologiei regiunii dintre valea Mușcelu și valea Călnăului (raionul Buzău)*, D.S. Inst. geol., **XLIII**, (1955–1956).
MATEESCU ST. (1927), *Cercetări geologice în partea externă a curburii sud-estice a Carpaților români*, An. Inst. geol., **XII**.
SAULEA EMILIA (1967), *Geologie istorică*, Edit. didactică și pedagogică, București.

Primit în redacție
la 3 iulie 1968

Institutul de geologie și geografie
al
Academiei Republicii Socialiste România
și
Întreprinderea de prospecțiuni
a Comitetului de Stat
al Geologiei, București

O ASOCIAȚIE MINERALOGICĂ UNICĂ

DE

IANOS BÁNYAI

55(05)

În lucrarea recent apărută *Mineralogia topografică a României* (1966), D. Rădulescu și R. Dumitrescu vorbesc de existența în țara noastră a felsöbányitului, menționînd că „mineralul a fost descris pentru prima oară în lume la Baia Sprie, lîngă Baia Mare.

Acum mai bine de o sută de ani felsöbányitul a fost descoperit pe baritină și antimonit în filionele aurifere de la Baia Sprie. În orizonturile mai adînci, cu minereuri polimetalice, nu a mai fost întîlnit. Din acest mineral rar nu se mai găsesc decît cîteva exemplare în unele muzee.

Cercetările în timpul descoperirii felsöbányitului de la Baia Sprie au fost făcute de Haidinger care a presupus că agregatele radiare, sferoidale, găsite atunci, ar fi hidrargilit. Din precauție însă le-a predat spre analizare lui Hauer. S-a constatat că este vorba de un mineral nou, care a primit numele de felsöbányit.

S. Koch și J. Sarudi s-au ocupat cu studiul acestui mineral. Ei îl descriu și pomenesc de faptul că se găsește pe baritină și antimonit. Îl analizează din nou. Rezultatul diferă întrucîtva de primele constatări, compoziția sa fiind :

$$Al_4/SO_4/./OH/_{10}.5\ H_2O.$$

Se comunică și rezultatul cercetării röntgenografice executată de Bauer.

Despre acest mineral nou, descoperit la Baia Sprie, nu s-a pomenit nicăieri că ar fi asociat cu aur nativ.

De aceea, exemplarul pe care urmează să-l descriem prezintă un interes deosebit, întrucît felsöbányitul este asociat cu aur nativ de un galben strălucitor. Aurul nativ acoperă felsöbányitul precipitat anterior și umple și golurile dintre agregate.

St. și cerc. de geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 14, nr. 2, p. 557–558, București, 1969

Pe peretele unei crăpături de dacit (fig. 1) s-a depus o crustă de cuarţ, de circa 2—3 cm, cu incluziuni de pirită şi pirargirit. Într-o mică geodă se găsesc agregate ale felsöbányitului de dimensiuni mici. Între

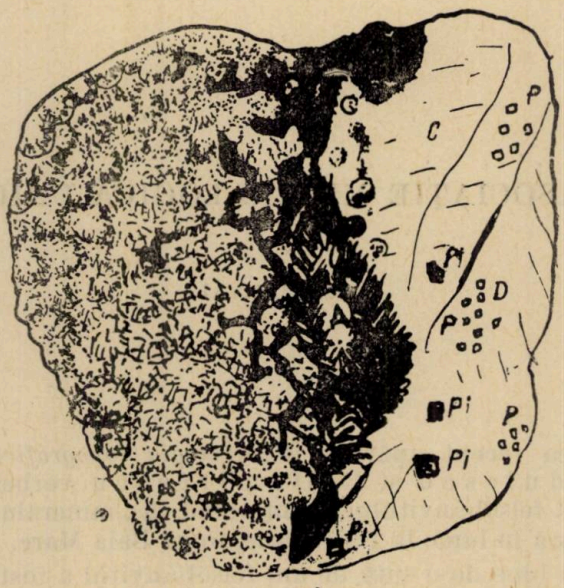


Fig. 1. — Felsöbányit cu aur nativ în mărime naturală : F — felsöbányit cimentat de aur nativ ; A — aur nativ ; C — filon de cuarţ ; D — dacit ; P — pirită ; Pi — pirargirit.

acestea a rămas şi un mic gol (geodă) cu lungimea de 6 cm, lăţimea de 2 cm şi adîncimea de 4 cm, în care se află aur nativ. Este interesant că şi pe această suprafaţă de aur s-au precipitat cristalele minuscule de felsöbányit şi pirargirit.

Asociaţia felsöbányit — aur este unică şi necunoscută în literatură.

Str. Arenei nr. 1 Odorhei

Primit în redacţie
la 8 mai 1968

Revista „Studii şi cercetări de geologie, geofizică, geografie — Seria geologie" publică lucrări cu caracter fundamental şi aplicativ din domeniul stratigrafiei, paleontologiei şi tectonicii, precum şi în cel al mineralogiei, petrografiei şi geochimie ; de asemenea, sînt incluse articole de sedimentologie şi geofizică al căror conţinut prezintă indicaţii importante în cunoaşterea formaţiunilor geologice.

NOTĂ CĂTRE AUTORI

Autorii sînt rugaţi să înainteze articolele, notele şi recenziile dactilografiate la două rînduri. Tabelele vor fi dactilografiate pe pagini separate, iar diagramele, schiţele şi hărţile vor fi executate în tuş, pe hîrtie de calc. Tabelele şi ilustraţiile vor fi numerotate cu cifre arabe. Figurile din planşe vor fi numerotate în continuarea celor din text. Se va evita repetarea aceloraşi date în text, tabele şi grafice. Explicaţia figurilor va fi dactilografiată pe pagină separată. Citarea bibliografiei în text se va face prin indicarea numelui autorului şi anului apariţiei lucrării, de exemplu (G. M u r g o c i, 1916). Numele autorului va fi precedat de iniţială. Titlurile revistelor citate în bibliografie vor fi prescurtate conform uzanţelor internaţionale.

Autorii au dreptul la un număr de 50 de extrase, gratuit.

Responsabilitatea asupra conţinutului articolelor revine în exclusivitate autorilor.

Corespondenţa privind manuscrisele, schimbul de publicaţii etc. se va trimite pe adresa comitetului de redacţie, Calea Victoriei nr. 125, Bucureşti.

ERATĂ

Pag.	rîndul	în loc de:	se va citi:
488 (fig. 2)	5 de jos	(C)	(A)
488 (fig. 2)	8 „ „	(A)	(C)
547	18 de sus	1968	1969

"Studii și cercetări de geologie, t. 14, nr. 2, 1969"

LUCRĂRI APĂRUTE ÎN EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

NATALIA PAGHIDA-TRELEA, **Microfauna miocenului dintre Siret şi Prut**, 1969, 189 p., 14 pl., 12 lei

GH. NEACŞU, **Bentonitele din regiunea Alba-Iulia — Ocna Mureşului**, 1969. 204p., 3 pl., 2 anexe, 12,50 lei.

A. DUŞA, **Stratigrafia depozitelor mezozoice şi terţiare de la Căprioara, Coşteiul de Sus**, 1969, 158 p., 15 fig., 3 anexe, 22 pl., 12,50 lei.

N. ORGHIDAN, **Văile transversale din România**, 1969, 90 p., 68 fig., 10,50 lei.

V. IANOVICI şi colab., **Evoluţia geologică a Munţilor Metaliferi**, 1969, 744 p., 40 pl., 55 lei.

D. PATRULIUS, **Geologia Masivului Bucegi şi a culoarului Dîmboviciooara**, 1969. 321 p., 13 pl., 28 lei.

ION MÂRZA, **Evoluţia unităţilor cristaline din sud-estul Munţelui Mare**, 1969, 168 p., 12 pl., 14 lei.

V. MUTIHAC, **Structura geologică a compartimentului nordic din sinclinalul marginal extern (Carpaţii Orientali)**, 1968, 127 p. + 1 anexă, 7,75 lei.

I. DONISĂ, **Geomorfologia văii Bistriţei**, 1968, 287 p., 20 pl., 3 anexe, 18,50 lei.

I. HARJOABĂ, **Reliefui Colinelor Tutovei**, 1968.

VASILE BĂCĂOANU, **Cîmpia Moldovei. Studiu geomorfologic**, 1968, 222 p., + 12 pl., 13,50 lei.

VINTILĂ MIHĂILESCU, **Geografie teoretică**, 1968, 254 p., 20 lei.

BICA IONESI, **Stratigrafia depozitelor miocene de platformă dintre valea Siretului şi valea Moldovei**, 1968, 396 p., 41, pl., 21,50 lei.

LUCIAN BADEA, **Subcarpaţii dintre Cerna Olteţului şi Gilort. Studii de geomorfologie**, 1967, 191 p., 13,50 lei.

AL. ROŞU, **Subcarpaţii Olteniei dintre Motru şi Gilort. Studiu geomorfologic**, 1967, 154 p., 121 lei.

AL. KISSLING, **Studii mineralogice şi petrografice la zona de exoskarn de la Ocna de Fier** (Banat), 1967, 133 p. + 19 pl., 9 lei.

V. TUFESCU, **Modelarea naturală a reliefului şi eroziunea accelerată**, 619 p., 1966, 40 lei.

GH. NICULESCU, **Munţii Godeanu. Studiu geomorfologic**, 1965, 340 p., XV pl., 1 anexă, 21 lei.

ÎN CURS DE APARIŢIE

* * * **Geografia văii Dunării româneşti**

1969 DEC 13

ST. ŞI CERC., GEOL., GEOF., ŞI GEOGR., SERIA GEOLOGIE., T. 14
NR. 2, P. 291—558, BUCUREŞTI, 1969

C. 3077 I.P. Informaţia

Lei 50. —